

Masteroppgave i geofag

Landformer på Mars

Kristian André Gallis



UNIVERSITETET I OSLO

DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET

Landformer på Mars

Kristian André Gallis



Masteroppgave i geofag
Studieretning: Naturgeografi

Institutt for geofag
Matematisk-naturvitenskaplig fakultet

UNIVERSITETET I OSLO

20. februar 2006

© **Kristian André Gallis, 2006**

Vegleder: Ole Humlum, professor i naturgeografi på Institutt for geofag ved UiO

Forsidebilde: NASA-bilde fra Gusevkrateret der robotkjøretøyet Spirit er manipulert inn. Bildet er satt sammen av flere enkeltbilder tatt av Spirit.

Dette eksamensarbeidet er publisert elektronisk i DUO – Digitale utgivelser ved UiO: <http://www.duo.uio.no/>

Det er også katalogisert i BIBSYS: <http://www.bibsys.no/>

Det skal ikke kopieres fra denne publikasjonen i strid med åndsverkloven og fotografiloven eller i strid med avtaler om kopiering inngått med Kopinor, interesseorganet for rettighetshavere til åndsverk.

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced or transmitted, in any form or by any means, without permission.

Forord

Masteroppgava er en del av mastergraden i naturgeografi ved Institutt for geofag ved Universitetet i Oslo. Oppgava er valgt i samråd med veglederen min, professor Ole Humlum.

Målet med denne oppgava er å gjøre naturgeografer og andre geofaginteresserte oppmerksomme og interesserte i geomorfologien på Mars.

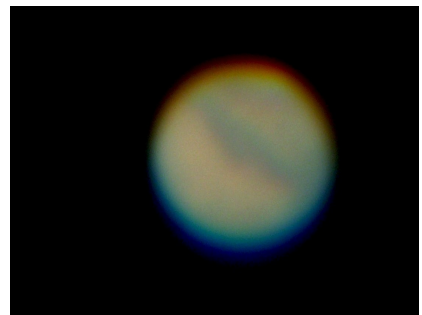
Som liten leste jeg en science fiction-fortelling om Mars skrevet av farfaren min på 1920-tallet. Sia den gangen har jeg alltid vært fascinert av astronomi og planetene. Da spesielt Mars.

Takk til professor Ole Humlum for stor tålmodighet og positiv innstilling.

Takk til medstudenter, slekt og venner.

Andebu, 20. februar 2006

Kristian André Gallis



*Mars sett fra jorda 6. september
2003. Foto: Kristian André Gallis*

Innholdsliste

1 Sammen drag.....	1
2 Introduksjon.....	2
3 Bakgrunn: Historisk og nåværende forskning.....	3
3.1 Førteleskopisk.....	3
3.2 Før romsondenes tid.....	4
3.3 De første romsondene kommer.....	11
3.4 De første romsondene lander på Mars.....	14
4 Generelt om Mars.....	23
4.1 Data.....	23
4.2 Månene.....	25
4.3 Kort om geologien.....	26
4.4 Kronologi/alder.....	28
4.5 Oversikt over naveterminologi i bruk i dag.....	29
5 Geomorfologiske hovedtrekk.....	32
5.1 Klima nå.....	32
5.2 Klima tidligere.....	34
5.3 Marsianske istider.....	35
5.4 Periglasiale former og permafrost.....	37
5.5 Verdenshav, utvikling/forsvinning.....	38
6 Eksempler på landformene på Mars.....	44
6.1 Pingoer.....	44
6.2 Polygonmark.....	46
6.3 Solifluksjon.....	49
6.4 Steinbreer.....	49
6.5 Isbreer.....	51
6.6 Piedmontbreer.....	54
6.7 Debrisflater.....	55
6.8 Er dalene erodert av katastrofe flommer?.....	55
6.9 Små erosjonskløfter med aktiv erosjon.....	56
6.10 Strandlinjer.....	59
7 Konklusjon.....	65
8 Referanser.....	66
8.1 Internettreferanser.....	68

1 Sammendrag

Gjennom all tid har menneskene prøvd å få vite så mye om Mars som mulig. Gjennom århundrene har forskerne alltid brukt den mest avanserte teknologien i sin tid. Før Galileo Galilei kunne vi bare observere med det bare øyet, men han revolusjonerte astronomien med teleskopet sitt. Dermed ble det lettere å studere Mars, spesielt hvert 2,1. år da Den røde planeten er i opposisjon til jorda.

Kunnskapene økte og økte, sjøl med sidespor som de berømte kanalene. I 1965 kom revolusjon nummer to, den første romsonden passerte Mars. I 1976 kom kanskje den største revolusjonen: to romsonder landa og sendte tilbake informasjon fra overflata på Mars. Nå er den andre generasjonen romsonder i bane rundt planeten, og den andre generasjonen landingsenheter på bakken. Hver dag får vi bilder og andre data sendt med radiosignaler hjem til jorda. Det som gjør Mars interessant for naturgeografer er både det at den er så lik jorda og så ulik jorda på samme tid. Likhetene globalt er spesielt det faktumet at klimaet på begge planetene blir styrt av variasjoner i baneparametrene, og at Mars og jorda har lik forhistorie. Globalt er det også forskjeller, jorda har et mildt og fuktig klima med en tjukk atmosfære. Mars har et kaldt og ekstremt tørt klima og en svært tynn atmosfære. Jorda har platetektonikk som sletter ut overflata etter hvert. På Mars er store deler av overflata flere milliarder år gammel. Istider på jorda gjør at polene og høye bredder får kaldere klima i perioder. Istider på Mars fører til at polområdene blir oppvarma og at lave og midlere bredder blir kalde og islagte. På det lokale nivået har både Mars og jorda landformer som steinbreer, vanlige breer, strukturmark, vulkaner, sletter og fjellområder. En forskjell igjen er at Mars har lite erosjon i dag, mens jorda har mye. Men den viktigste likheten er at begge planetene er geologisk aktive. I oppgava blir derfor den siste forkinga på området brukt for å beskrive noen typiske landformer.

2 Introduksjon

Heilt sia tidenes morgen har planeten Mars fascinert folk. Av planetene i solsystemet er det alltid den som har fått mest oppmerksomhet av mennesker. Av den grunnen så er det kanskje ikke så rart den har fått så stor forskningsinteresse.

På 1960- og 70-tallet kom de første romsondene til Mars, og forskerne innså at her hadde de en kald planet å jobbe med. Parallelt og uavhengig skjedde det omtrent samtidig en stor interesseøkning for forske på frost i jord på jorda. En innså snart at teorier for landformdannende prosesser på jorda også kunne brukes på Mars.

Nye romsonder i bane rundt Mars har sia slutten av 1990-tallet gitt oss enormt mye data å jobbe med. Det viser seg at Mars er et eldorado for geomorfologer, planeten er full av landformer som ras, uttørka elveleier, strukturmark, steinbreer, isbreer osv.

Både jorda og Mars har klimaendringer styrt av baneparametre. Som de jordiske breene så minker polkappa i sør på Mars. Hvis en ser framover kan en spekulere i om forskning på dette kan brukes til å for eksempel se på hvor stor effekt endringer sola kan ha på klimaet i tillegg til baneparametrene og klimautslipp på jorda. Dette og mange andre grunner gjør det viktig å forske på Mars.

Problemstilling

- Lage ei oversikt over tidligere forskning gjort på Mars, med naturgeografisk fokus
- Gi ei oversikt over hvilke instrumenter som er i bruk rundt/på Mars her og nå
- Gi ei kortfatta oversikt over planeten
- Lage ei oversikt over landformer som kan være interessante for naturgeografer basert på moderne forskningsresultater

Det har såvidt meg kjent ikke vært gjort noe tilsvarende arbeid på norsk, og derfor eksisterer det sannsynligvis ikke noe norsk fagterminologi ennå. Jeg har derfor foreslått og tatt i bruk noen nye ord: erosjonskløft (engelsk: gully) og debrisflate (engelsk: debris apron).

3 Bakgrunn: Historisk og nåværende forskning

Et forsøk på å få oversikt over hvordan folk har sett på Mars gjennom tidene.

3.1 Førteleskopisk

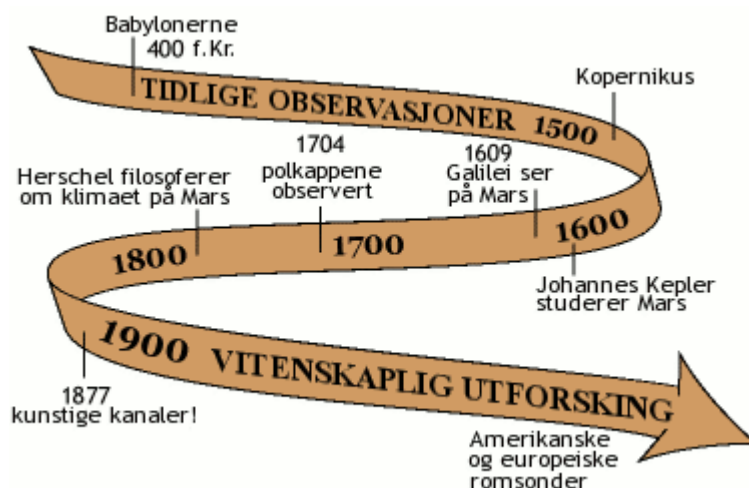
Teleskopet er en relativ ny oppfinnelse, men Mars har vært kjent i uminnelige tider. Rød og sterk på himmelen er den det stoffet legender blir lagd av.

3.1.1 Mytologi (den røde)

Fra mennesket våkna opp som Cro

Magnon må legendene ha floreret. Men de første skriftlige kildene vi har er fra de tidlige egypterne som satte

navnet *Har décher* på planeten. Navnet betyr «den røde». De gamle babylonerne ga den navnet *Nergal*, «dødsstjerna». Grekerne kalte den *Ares*, etter guden for krig og konflikt. Derfra kommer forstavelen *areo-* for marsianske begreper. Romernes navn på samme gud var *Mars* (Sheehan 1996:3). Romerne kom også med det nåværende symbolet for Mars, skjold og spyd som etter hvert ble slått sammen til ♂. Her i Norden var planeten kjent som *Ty*, også en krigsgud. Denne guden har gitt navnet til tirsdagen (Boyce 2002:16). Babylonerne observerte og lagde tabeller over planetbevegelsene for å kunne forutse for eksempel formørkelser. Men å prøve å forklare hva som lå bak disse himmelbevegelsene ble aldri forsøkt (Sheehan 1996:3).



Figur 1: Ei forenkla tidslinje med hovedpunktene i marsutforskinga før romsondenes tid. Basert på figuren fra NASA 21.

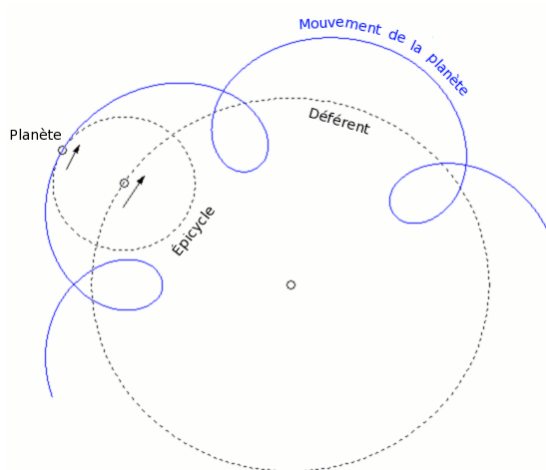
3.1.2 Mytologien viker for filosofene

Det var først grekerne som begynte å se i gjennom mytene. De hadde naturlig nok ikke instrumenter til å se nærmere på Mars med, men de satte Mars i klasse med de fire andre «vandrestjernene», altså planetene, som var kjent på den tida. Det var forskjellige teorier om hvordan solsystemet var oppbygd, og Mars var et problem for den vanligste teorien. Med jamne mellomrom reverserte planeten bevegelsen sin en kort periode, for så å fortsette framover igjen. Filosofen Aristarkos foreslo at Sola var i midten og at planetene roterte rundt den. Men denne teorien slo aldri an, den stemte heller ikke bra nok fordi han brukte sirkler og ikke ellipser. Seinere innførte filosofen Hipparkos

episyklene, der planetene gjør små sirkler i sin egen bane, se figur 2. Da kunne jorda plasseres i sentrum av solsystemet. I det andre århundret f.Kr. observerte Aristoteles at Månen okkulterte Mars, og han konkluderte med at Mars var høyere oppe i himmelen enn Månen (Boyce 2002:17). Ptolemeios, som levde på 100-tallet e.Kr., forbedra teorien til Hipparkos. Etter dette lå vitenskapen nede i Europa, men araberne i øst gjorde mindre justeringer på Ptolemeios' versjon i tillegg til utstrakte observasjoner av stjernehimmelen (Sheehan 1996:6).

3.1.3 Det heliosentriske solsystemet

I 1543 publiserte den polske astronomen Nikolaus Kopernikus ei bok der han relanserer det heliosentriske solsystemet. Men sia han mener at planetene går i perfekte sirkler rundt Sola må han fortsette å bruke episykler, sjøl om tallet på disse er svært lite i forhold til det ptolemeiske systemet. Men den store revolusjonen kom med Johannes Kepler. Ved å studere bevegelsene til Mars fant han ut at planetene ikke gikk i sirkler, men i ellipser, med Sola i det ene brennpunktet. Det heliosentriske solsystemet stemte. Fra dette utleda han de to første lovene for planetbevegelse i 1604 (Sheehan 1996:6–12).



Figur 2: Eksempel på en episykel. Jorda er plassert i midten og den blå banen er resultatet av hvordan planetbevegelsen blir ved hjelp av episyklen.

Kilde: Wikipedia 1.

3.2 Før romsondenes tid

I 1609 videreutvikla Galileo Galilei teleskopet som noen år tidligere var oppfunnet i Nederland (Sheehan 1996:16). Samme høst oppdaga han fire måner rundt Jupiter, og at det var fjell og daler på Månen. I begynnelsen av året etter retta han det mot Mars, og la merke til at Mars hadde fase. Dermed støtta enda flere ting det heliosentriske solsystemet (Sheehan 1996:17). I løpet av de neste 50 åra ble teleskopet stadig forbedra, til det i 1659 var bra nok til å skimte overflatedetaljer på Mars (Moore 1977:37).

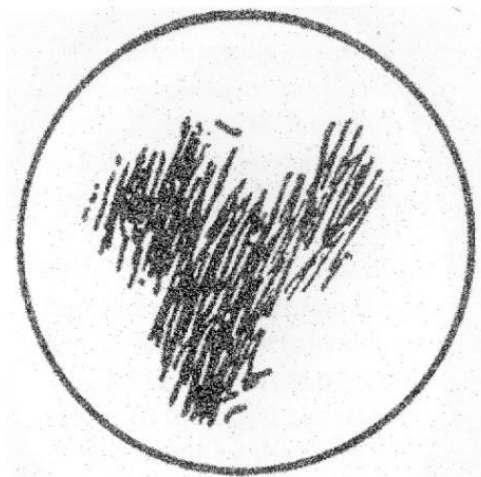
3.2.1 Kartlegging

Hvert 2,14 år passerer jorda Mars i «indre bane», eller sagt på en annen måte: hvert 780. døgn er Mars i opposisjon til jorda. Da er avstanden mellom planetene relativt liten, og det er best muligheter

for observasjoner. Denne minsteavstanden er ikke konstant ved hver opposisjon fordi banene til jorda og Mars er elliptiske. Variasjonen er fra 55 millioner km til 100 millioner km (Boyce 2002:5).

Dermed er det ved opposisjonene det er best muligheter for jordbaserte observasjoner, og derfor kom det etter hvert resultater for litt over hvert annet år.

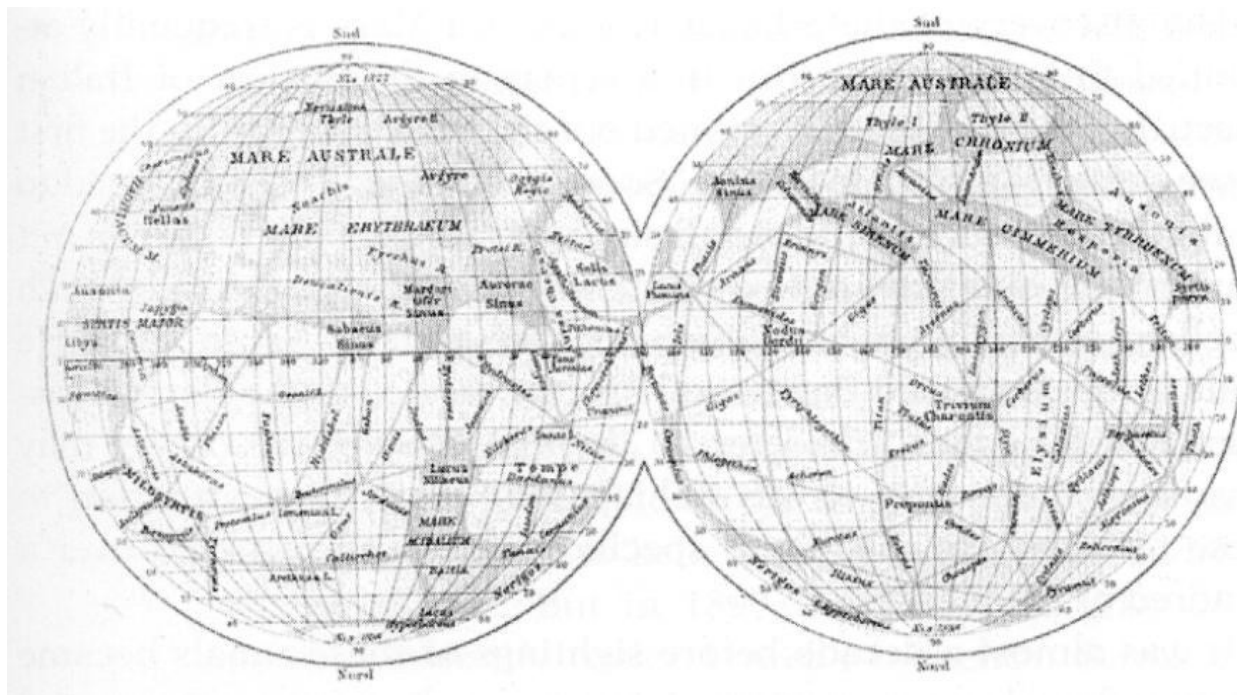
Den nederlandske astronomen Christiaan Huygens gjorde mange oppdagelser i solsystemet. 28. november 1659 tegna han ned den første sikkert observerte overflateformen på Mars: et mørkt trekanta område nå kjent som Syrtis Major Planitia. Se figur 3. Det er umulig å ta feil av den, og den er stadig den tydeligste landformen sett fra jorda. Han skreiv også ned at Mars så ut til å ha et 24-timersdøgn som jorda. I 1666 gjorde den italienskfødte astronomen Giovanni Cassini observeringer og tegninger av Mars. Han la merke til at overflatedetaljene var på samme sted 40 minutter seinere hver dag, sånn at i løpet av 36–37 dager var de tilbake på samme plass. Cassini konkluderte med at døgnet på Mars da måtte være 24 timer og 40 minutter. I praksis er dette korrekt (Moore 1977:37–39). Dette beviser også at det han så på marsoverflata var ekte landformer (Sheehan 1996:23). Cassini oppdaga også en annen ting på Mars som er viktig: hvite polkalotter på Mars som på jorda (Moore 1977:39).



Figur 3: Christiaan Huygens' tegning av Mars fra 28. november 1659 (Boyce 2002:20).

Giacomo Maraldi, nevøen til Cassini, observerte polkalottene i 1704 og 1719, og justerte marsdøgnet med et minutt til å være 24 timer og 39 minutter (Moore 1977:39–40). Oppdagelsene hans i tillegg var at polkalottene varierte i størrelse gjennom marsåret og at de ikke var sentrert om de geografiske polene (på samme måte som på jorda) (Boyce 2002:18).

Fra 1777 til 1783 foretok den store astronomen Sir William Herschel et grundig studium av Mars med en ny type teleskop som var mye bedre enn den tidligere refraktoren (linseteleskopet): reflektoren (speilteleskopet). Denne teleskoptypen hadde ikke kromatisk aberrasjon (fargeavvik) (Sheehan 1996:31). Herschel var overbevist om at polkalottene på Mars bestod av tynne lag med snø og is, og han bekrefta de tidligere teoriene om at polkalottene ikke var sentrert om de geografiske polene. Han bestemte rotasjonsperioden til å være 24 timer 39 minutter og 50 sekunder (den nøyaktige lengden er 24 timer 37 minutter og 22,6 sekunder). 26. og 27. oktober 1783 observerte Herschel at Mars passerte



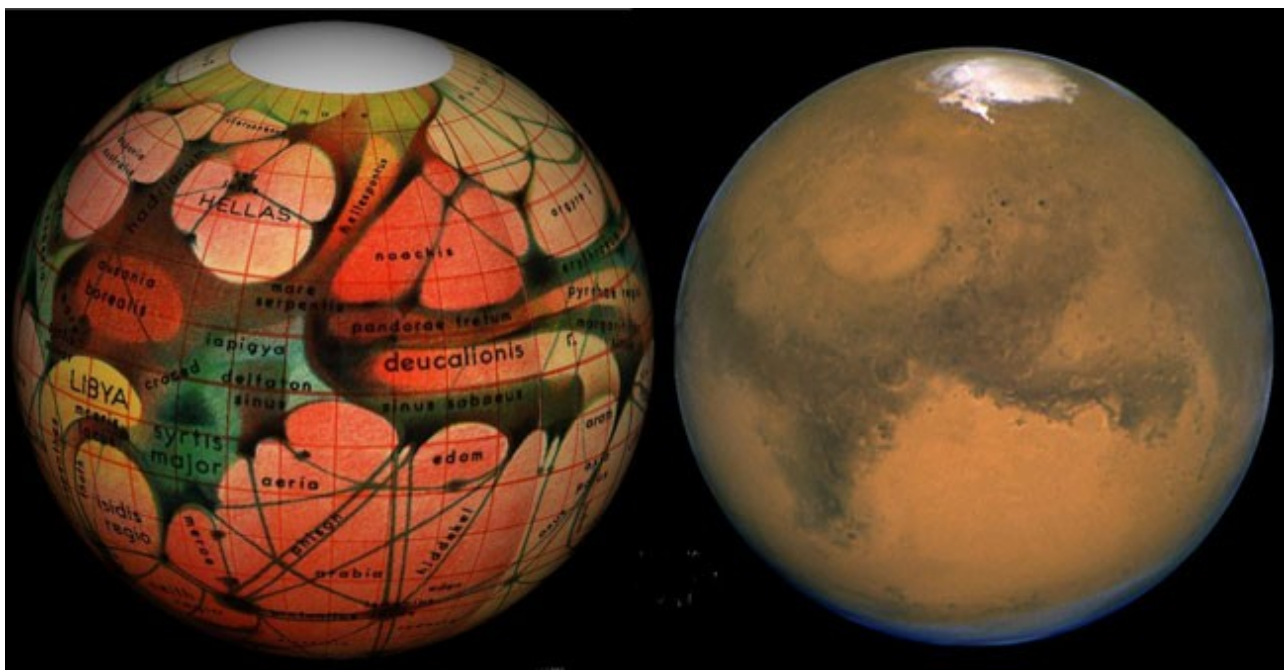
Figur 4: Kart over Mars i mercatorprosjeksjon lagd av Schiaparelli. Sør er oppover (Boyce 2002:23).

to små stjerner med en avstand fra planetskiva på kun noen buesekunder. Lyset fra stjernene ble ikke påvirket, og Herschel måtte konkludere med at planeten ikke hadde noen tjukk atmosfære. Her hadde Herschel igjen rett. Han kommenterte også at Mars var mer flattrøkt ved polene en jorda, og at aksehellinga var på 28° , den er egentlig 24° (Moore 1977:40–41). Herschel så de mørke områdene på Mars, og satte fram teorien om at dette var sjøer eller hav. Hovedteorien om de mørke områdene på Månen var på denne tida tilsvarende. Herschel mente også at et mørkt område som dukka opp nær kanten til polkalottene på våren og utvida seg mot ekvator utover sommeren var et resultat av smelting av isen og snøen på polene. Men endringer i lyse områder ble sett på som atmosfæriske forandringer gjennom året (Boyce 2002:19–20).

Tegningene hans fra 1783 er av spesiell interesse da de var mye bedre enn alle tidligere observasjoner. Blant annet er Syrtis Major lett å se på en av tegningene, i tillegg til Terra Meridiani og Terra Sabaea. Dette viser at utseendet på Mars generelt er statisk. Men han tegna også inn en struktur som ikke kan sees nå (Sheehan 1996:35).

Utover 1800-tallet gav større og større teleskoper bedre muligheter for marsobservasjoner. Det første kartet over heile Mars ble satt sammen i 1840 av bankmannen William Beer og astronomen Johann H. von Mädler, begge fra Tyskland. Det viktigste med dette kartet er at de introduserte og definerte lengde- og breddegradssystemet som i hovedsak er det samme som brukes i dag (Boyce 2002:21). Ved hver opposisjon utover ble litt og litt bedre kart tegnet, heilt til 1877.

Giovanni Virginio Schiaparelli var sjef for Brera-observatoriet i Milano. Han var klar over at Mars kom til å stå fint til for observasjoner under opposisjonen i 1877, og han bestemte seg for å lage et nytt kart over planeten. Han gjorde et grundig arbeid, og tok også for seg navngivingssystemet på Mars. Før hadde de fleste formasjonene kartlagt fra jorda blitt oppkalt etter astronomer, men Schiaparelli brukte historiske og mytiske navn på latin. De fleste av disse er i bruk i dag (Moore 1977:50–51). I tillegg var han den første som mente at Olympus Mons (som han kalte Nix Olympica, «Den olympiske snøen») var et høyt fjell. Grunnen han hadde til å hevde det var at han så den stikke opp gjennom en global støvstorm under en av opposisjonene (Moore 1977:120). Det som virkelig var revolusjonerende med det nye kartet var at Schiaparelli hadde oppdaga smale, regelmessige linjer som gikk tvers over de okerfarga ørknene. Han mente at dette var noe som ikke fantes noe annet sted i solsystemet (Moore 1977:50–51). I de følgende opposisjonene i 1879 og 1882 fant han de samme

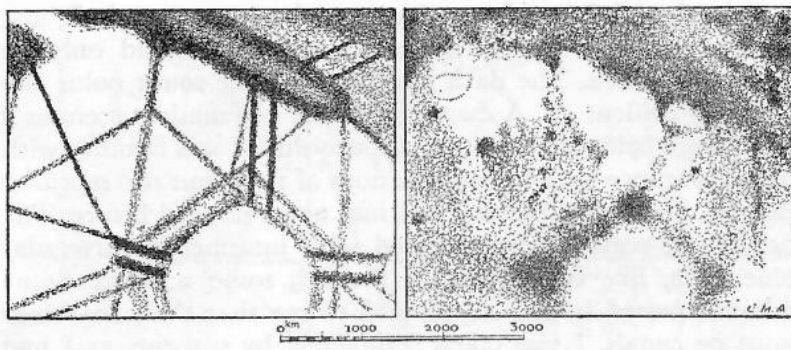


Figur 5: Kartet til venstre ble opprinnelig tegna av Antoniadi i 1894, og har blitt tegna på nytt av Lowell Hess til boka «Exploring Mars», av Roy A. Gallant. Tom Ruen la kartet over en globus for å sammenlikne det med et hubblebilde av Mars. Legg merke til at sør er oppover. Det er tydelig at det en så på som kanaler på den tida i virkeligheten enten er andre landformer eller ikke eksisterer i det heile tatt. Men kartet er likevel svært detaljert. Kilde: NASA 3.

formene igjen. I en artikkel i det franske tidsskriftet *L'Astronomie* i 1882 skreiv han følgende: «På denne planeten går det på tvers av kontinentene lange mørke linjer som vi kan kalle *canali*, sjøl om vi ikke veit hva de egentlig er. Disse linjene går mellom de mørke områdene som blir sett på som hav, og danner et veldefinert nettverk. Denne plasseringa ser ut til å være uforanderlig og permanent; i hvert fall så langt som jeg kan dømme fra observasjoner i fire og et halvt år...» (Boyce 2002:23).

Schiaparelli mente at disse kanalene var naturlige dreneringsløp som førte smeltevann fra polene mot ekvator i sommersesongen på hver halvkule (Moore 1977:54). Det italienske begrepet «canali» ble på engelsk oversatt til «canals», som betyr (kunstige) kanaler. Og da måtte «noen» nødvendigvis ha bygd disse kanalene (Boyce 2002:23). Se kartet på figur 4 som viser hvordan Schiaparelli tegna kanalene.

I de siste åra på 1800-tallet kom amerikaneren Percival Lowell inn på banen. Han var så fascinert av Den røde planeten at han brukte heile livet sitt på å studere den. Lowell innså at kanalene sett fra jorda var for brede til å kunne være vannveger, og mente at de heller var grønne jordbruksområder i et belte rundt ikke synlige kanaler som leda smeltevann fra polområdene. Han var heilt klar i meninga si at her var det en sivilisasjon som stod bak landformene. Parallelt med Lowell observerte Edward E. Barnard Mars fra Lick-observatoriet i et teleskop som var dobbelt så kraftig som det til Schiaparelli. Han så ingen av de berømte linjene til Schiaparelli og Lowell, og fikk utover 1900-tallet støtte fra andre astronomer. I 1913 viste den britiske astronomen Edward W. Maunder at øyet har en tendens til å sette sammen tilfeldige flekker med ikkeeksisterende linjer, noe som gjorde at kanalteorien ble enda mer svekka (Boyce 2002:24–25). I mellomkrigstida lagde Eugene M. Antoniadi det beste kartet over Mars før romsondenes tid ved hjelp av en 33-toms refraktor i nærheten av Paris. I 1930 publiserte han et grundig verk med en komplett beskrivelse av overflata på Mars. Han hadde noen kanalliknende formasjoner på kartet sitt, men sa klart i fra om at dette ikke hadde noe med kanaler å gjøre. Han gav også en forklaring på kanalene til Schiaparelli og Lowell tilsvarende Maunders (Moore 1977:60–64). Se figur 6. Figur 5 viser på en elegant måte at svært få av kanalene viser noen ekte overflateformer. Sheehan (1996:85) gjør også et poeng ut av det at hvis en observatør forventer å se noe så vil han/hun ofte gjøre det. Kartene til Schiaparelli var så mye bedre enn alt tidligere publisert at de ofte ble brukt som referansemateriale av andre astronomer. Dermed fikk kanalene flere støttespillere. I de siste åra er også en ny teori lagt fram, nemlig at reflekser i teleskopet gjorde at Schiaparelli og Lowell så skyggen av blodårene på sin egen netthinne. Dermed la mønsteret av blodårene på netthinna seg over bildet av Mars de så i teleskopet (Looksmart 1). Først i 1965 ble teorien om



Figur 6: Antoniadis forklaring på hva kanalene egentlig var. Til venstre er Schiaparellis tegning, til høyre Antoniadis (Moore 1977:65)

på kanalene til Schiaparelli og Lowell tilsvarende Maunders (Moore 1977:60–64). Se figur 6. Figur 5 viser på en elegant måte at svært få av kanalene viser noen ekte overflateformer. Sheehan (1996:85) gjør også et poeng ut av det at hvis en observatør forventer å se noe så vil han/hun ofte gjøre det. Kartene til Schiaparelli var så mye bedre enn alt tidligere publisert at de ofte ble brukt som referansemateriale av andre astronomer. Dermed fikk kanalene flere støttespillere. I de siste åra er også en ny teori lagt fram, nemlig at reflekser i teleskopet gjorde at Schiaparelli og Lowell så skyggen av blodårene på sin egen netthinne. Dermed la mønsteret av blodårene på netthinna seg over bildet av Mars de så i teleskopet (Looksmart 1). Først i 1965 ble teorien om

kanalene endelig tilbakevist for godt da romsonden Mariner 4 sendte tilbake bilder av Mars uten tegn til dem (Moore 1977:66).

3.2.2 Moderne teknikker

På midten av 1800-tallet kom andre teknikker enn kun observasjoner i synlig lys i bruk.

Spektralanalyse ble gjort av Mars i 1862 av William Higgins, men han greide kun å registrere reflektert sollys. Resultatet var at han kunne si at planeten ikke var glødende. I 1908 prøvde Lowell et modernisert spektralanalyseinstrument for å måle atmosfæretrykket. Resultatet hans var 87% av jordas trykk, noe som er ti ganger det egentlige. Metoden som så på spredinga av lyset i mars-atmosfæren ville gitt rett svar, men han tok ikke hensyn til andre prosesser som sprer lyset i atmosfæren, som for eksempel støvmengden (Boyce 2002:27). Utover 1900-tallet ble atmosfæren etter mange målinger fra jorda regna til å være på 80–120 mB. Hvis disse verdiene hadde vært riktige ville flytende vann kunne oppholde seg på overflata (så lenge lufttemperaturen ikke var særlig høyere enn 40 grader). I 1933 brukte Walter S. Adams og Theodore Dunham dopplereffekten for å skille ut spektrallinjer på Mars. De fant ikke oksygen i det heile tatt, og konkluderte med at oksygeninnholdet måtte være mindre enn 0,1% av jordas oksygeninnhold på et tilsvarende areal. I 1947 fant G.P. Kuiper spor av CO₂ (Moore 1977:70–72). I 1894 med repetisjon i 1909 gjorde W.W. Campbell spektrografiske undersøkelser av Mars, der han konkluderte med at mengden vann i marsatmosfæren måtte være mindre enn i det tørre området han gjorde observasjoner fra. Dette var fra toppen av fjellet Mount Whitney i USA, 4418 moh. I tillegg var observasjonene gjort i en svært tørr periode i dette området (Sheehan 1996:132). Først i 1963 kunne noen si at de hadde observasjoner av vanndamp. Da hevdet Audouin Dollfus at han hadde funnet spor av dette (Moore 1977:72).

Et annet resultat en fikk ut av spektralanalyse var direktemålinger av temperaturen på Mars.

Lowellobservatoriet tok målinger på 1920-tallet og resultatet var at marsoverflata måtte være et kaldt sted. Gjennomsnittet ble målt til -40°C , til sammenlikning med gjennomsnittstemperaturen på jorda som er 15°C . Polområdene var kaldest, -70°C og de solopplyste områda lå på 10°C . I 1954 gjorde astronomene W. M. Sinton og J. Strong nye observasjoner fra Lowellobservatoriet. Der gjorde nytt teleskop og nye instrumenter det mulig å justere makstemperaturen på overflata opp til 25°C (Boyce 2002:28). På begynnelsen av 1960-tallet ble det også gjort jordbaserte radarmålinger av Mars for å få bedre oversikt over topografien. Da oppdaget en blant annet at de mørke områdene en trudde var forsenkinger egentlig var høysletter (Sheehan 1996:160).

Men 14. juli 1965 var den første æraen i marsutforskinga over. Da passerte den amerikanske romsonden Mariner 4 nær Mars og avslutta jordbasert datainnsamling til fordel for romsondebasert datainnsamling (Sheehan 1996:165).

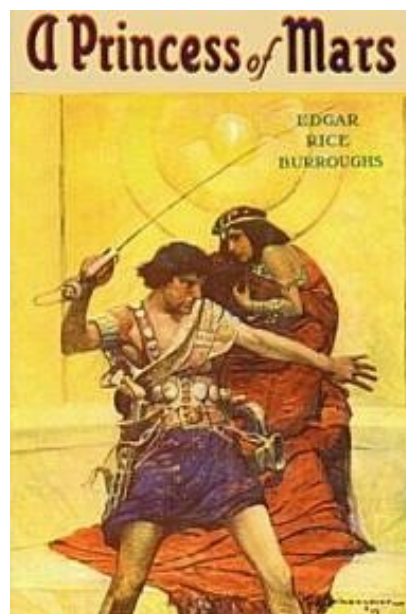
3.2.3 Teorier før romsondenes tid

Først da teleskopa ble gode nok til å skimte overflatedetaljer på Mars ble det et grunnlag for å reflektere over hva observatørene egentlig så. Den første landformen som det ble teoretisert over var de hvite polarkappene da de ble oppdaga i 1704. Det ble ikke tvilt på at de bestod av snø og/eller is på grunn av at de minna så mye om dem vi har her på jorda, spesielt sia de så ut til å vokse og minke med årstidene på Mars (Moore 1977:39). Med dette hadde de rett. De mørkeste områdene derimot var verre å få bestemt. I 1785 begynte Johann Hieronymous Schröter en observasjonsserie. Han konkluderte med at de mørke områdene måtte være skyer (Moore 1977:41–42). Noen år seinere, i 1813, kom Honoré Flaugergues opp med teorien at disse områdene var ekte overflatestrukturer. Han sa også at sia den årlige smeltinga av polkappene er raskere og større enn det tilsvarende måtte temperaturen på Mars være høyere enn på jorda. Men grunnen til det kunne i følge Flaugergues ikke være solstrålinga i seg sjøl fordi den så mye lengre ut i solsystemet kun ville være 43% av jordas (Moore 1977:42–43). Seinere mente andre at de mørke områdene var vegetasjon. Grunnen til det var at hvis det var klorofyll til stede ville den være mørkegrønn og passe til observasjonene. I tillegg til teoriene om kanaler med vegetasjon rundt ville vegetasjon i de større områdene forklare hvorfor det var årstidsvariasjoner i utbredelsen av mørkere områder noen steder. Andre steder passa ikke variasjonene inn i noen årstid. Men bilder i infrarødt motbeviste teorien om klorofyll. Da ble det i steden satt fram teorier om at det heller var svært enkle organismer tilsvarende alger på jorda som kunne være årsak til de varierende mørke områdene. Teorier om at det var aktiv vulkanisme på planeten som med vulkanaske kunne endre utseendet til store områder ble også satt fram. Men midt på 1950-tallet ble det satt fram en teori om at vinden på Mars kunne flytte store mengder støv rundt på planeten. Denne teorien ble satt fram av to forskere på samme tid, men uavhengig av hverandre: av amerikaneren Dean B. McLaughlin og sovjetrusseren V.V. Sjaranov. Når det på samme tid ble gjort radarmålinger av topografien på Mars som viste at mange mørke områder var høysletter støtta det teorien om at støv med lys farge lett kunne bli fjerna derfra etter først å ha bli avsatt. Før mente en at de mørke områdene var uttørka havbunn som ville gjort at støv avsatt der ville ha vanskeligere for å bli fjerna (Sheehan 1996:157–160). Men det var stadig allment akseptert at de mørke områdene var vegetasjon fram til den første romsonden passerte Mars i 1965 (Sheehan 1996:162).

3.2.4 Science fiction

Litteraturen i denne perioden var sterkt prega av kanalene til Schiaparelli og Lowell. Det var vanlig å mene at Mars var en planet med liv, og dermed kanskje også kunne ha høyere livsformer. «At Mars er bebodd av vesener av et eller annet slag kan vi se på som like sikkert som at det er usikkert hva og hvordan de vesenene kan være» skreiv Lowell i boka «Mars and its Canals» fra 1906 (Moore 1977:11). Alt i 1898 gav forfatteren H.G. Wells ut boka «Klodenes kamp» (originaltittel: *The War of the Worlds*) som levende beskriver hvordan jorda blir utsatt for en invasjon av en avansert marsiansk sivilisasjon. I «Klodenes kamp» blir Mars beskrevet som en planet som på grunn av den mindre størrelsen tidligere (i danninga av solsystemet) ble avkjølt så den lenge før jorda fikk en fast overflate. Dermed ville den tidlig bli levelig for organismer. Forfatteren fortsetter med å fortelle om en planet som var i ferd med å bli ubeboelig på grunn av den fortsatte nedkjølinga. Den avanserte sivilisasjonen der gikk derfor til angrep for å kolonisere jorda

(Wells 1999:99–100). I kjølvannet av denne romanen kom andre forfattere med sine syn på Mars, noen av de mest kjente av disse er «Barsoom»-serien av Edgar Rice Burroughs, «Out of the Silent Planet» av C.S. Lewis, «Martian Chronicles» av Ray Bradbury og «A stranger in a strange land» av Robert A. Heinlein. En av de første science fiction-filmene var den russiske marsfilmen «Аэлита» (Aelita) produsert i 1924. Alt dette materialet ser på Mars som et beboelig sted, og mange av dem har med de tidligere nevnte kanalene (Wikipedia 2).



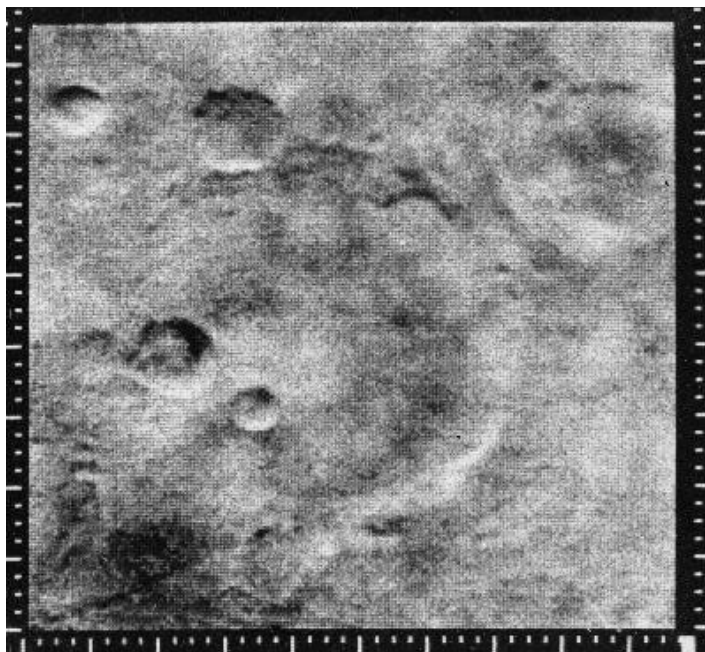
Figur 7: Forsida av boka «A Princess of Mars», av E.R. Burroughs. Boka ble gitt ut første gang i 1917. Kilde: Wikipedia 3.

3.3 De første romsondene kommer

Mange romsonder har blitt sendt mot Mars. Over halvparten av dem har blitt mislykka, av forskjellige grunner. Her blir kun dem som har gitt resultater omtalt.

15. juli 1965 passerte den amerikanske romsonden Mariner 4 Mars. I løpet av den ene passeringa den gjorde tok den 21 bilder av marsoverflata. 1% av overflata ble fotografert. Ikke noe flytende vann ble observert. Ingen vegetasjon ble observert. Ingen kanaler ble observert. Skuffelsen var stor. Et radioinstrument sendte signaler til jorda gjennom marsatmosfæren, og resultatet ble at

atmosfæretrykket på Mars var på under 1 % av det på jorda. Hoveddelen bestod av karbondioksid. Det ble ikke registrert noe magnetfelt rundt Mars, dermed hadde planeten ikke noe til å beskytte seg mot kosmiske stråler (Moore 1977:109–112 og Boyce 2002:35–38). Det som ble observert var kun ei svært sterkt kraterdekt overflate, og det ble konkludert med at overflata på Mars var svært gammel, i størrelsesorden to til fem milliarder år, og at det var tvilsomt at flytende vann i store nok mengder til å danne elver eller å fylle sjøer kunna ha eksistert etter det (Sheehan 1996:166). Tvillingromsondene Mariner 6 og 7 passerte Mars sommeren 1969 og tok til sammen 202 bilder (143 fra lang avstand og 59 nærbilder fra passeringa) med mye bedre oppløsning enn Mariner 4. Foreløpig var nå ca. 20 % av overflata fotografert av romsonder, og ingenting revolusjonerende hadde blitt observert. Temperaturen på sørpolen ble registrert til å være -125°C , og en regna da med at polkalottene bestod av tørris sia det hovedsaklig var CO_2 i atmosfæren. Lufttrykket ble målt til 6,5 mB et sted, 3,5 mB et annet sted. Det mest overraskende var at Hellas viste seg å være et basseng, og ikke et høydeplatå som en tidligere hadde trudd. Resultatet av de tre første suksessfulle ferdene forbi Mars var at Mars hadde en gold, kjedelig og død overflate tilsvarende månen. På grunn av tilfeldigheter var nemlig de minst spesielle områdene de eneste som var blitt fotografert (Moore 1977:112–114 og Boyce 2002:38).

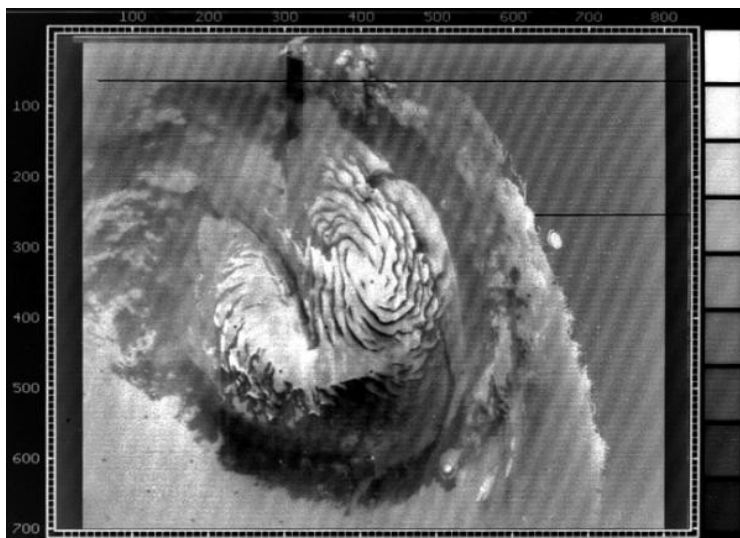


Figur 8: Bilde nummer elleve tatt av Mariner 4 da den passerte Mars i 1965. Krateret den tok bilde av ble oppkalt etter sonden. Mariner 4 var 12 600 km unna Mars da bildet ble tatt. Nord er oppover og bredda er på 250 km. Kilde: NASA 1.

3.3.1 Kartlegging

14. november 1971 gikk Mariner 9 inn i bane rundt Mars. Denne romsonden var det første menneskelagde objektet til å gå i bane rundt en annen planet, og skulle kartlegge planeten fra bane med forskjellige instrumenter (Boyce 2002:39). Begynnelsen ble ikke heilt bra, fordi da den ankom Mars var heile planeten dekt av en global støvstorm. Atmosfæreforskerne var veldig fornøyde med å kunne studere en støvstorm på nært hold. Geologene var derimot mindre fornøyd da de ikke kunne se

overflata (Boyce 2002:219). Det første som kom fram på bildene var fire flekker som viste seg å være fire enormt høye fjelltopper som etter hvert stod opp gjennom den avtakende støvstormen. Kameraene ble slått av for å spare strøm. På slutten av 1971 var endelig værforholda bra nok til at sonden kunne få gode bilder av overflata og kameraene ble aktivisert. I løpet av det året sonden var i aktivitet sendte den tilbake 7329 bilder, og kartla det meste av planeten (Moore 1977:119). Disse bildene revolusjonerte synet på Den røde



Figur 9: Et bilde av nordkalotten på Mars tatt av Mariner 9, 12. oktober 1972. På Mars var dette en halv marsiansk måned etter sommerverv og iskappa har årets minste utstrekning, ca. 1000 km på tvers. Kilde: NASA 2.

planeten. De høye fjellene som først ble observert viste seg å være fire gigantiske vulkaner. Den høyeste var Olympus Mons, ca 27 000 meter høyere enn landskapet rundt. Dermed er den både det høyeste fjellet og den største vulkanen i solsystemet. Dette var den første hovedoppdagelsen til Mariner 9, og bekrefta tidligere antakelser på at det var minst et høyt fjell på Mars. Den andre store oppdagelsen var riftdalen Valles Marineris (oppkalt etter Mariner 9), som strekker seg 5000 km langs ekvator på Mars. Noen steder er den over 700 km bred. Den tredje oppdagelsen var daler og (naturlige) kanaler i området Chryse Planitia. Dette var lange tørre kanaler med dråpeforma øyer flere steder. I tillegg ble romsonden brukt til å ta bilder av Phobos og Deimos, månene til Mars mens en venta på at marsatmosfæren skulle klarne opp. Alle begreper om Mars ble snudd opp ned. Fra den «kjedelige» måneaktige planeten observert av de tre første Mariner-romsondene var plutselig Mars blitt superinteressant. Mariner 9 tok bilder av vulkaner, lavastrømmer, høysletter, forkastinger, forsenkinger, ras, daler og sidedaler (Boyce 2002:41).

Mariner 9 var utstyrt med to kameraer, et 50 millimeters vidvinkelkamera som tok bilder med oppløsning mellom en og tre kilometer og et kamera med 500 millimeters telelinse som tok bilder med oppløsning på 100 til 300 meter. I tillegg var sonden utstyrt med et ultrafiolett spektrometer og et infrarødt spektrometer for atmosfærestudier og et infrarødt radiometer for å måle temperaturer. I tillegg til bildene kom data fra det andre utstyret. Med dem ble vinder med fart på over 200 km/t (56 m/s) registrert, atmosfæren analysert til å inneholde 90 % karbondioksid og skyer med vanndamp observert (Boyce 2002:41).

De sovjetrussiske romsondene Mars 2 og Mars 3 (på russisk Mapc-2 og Mapc-3) gikk inn i bane rundt Mars henholdsvis 27. november og 2. desember 1971, like etter Mariner 9. De ble som Mariner 9 overraska av den globale støvstormen, men hadde ikke muligheter til å skru av instrumentene ombord for å spare strøm til stormen var over. Grunnen var at instrumentene var preprogrammert før oppskyting. Derfor ble det ingen nyttige bilder fra disse sondene, men en fikk resultater med radioteleskopene de var utstyrt med: Temperaturen en halv meter under bakken kom ikke over $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$, noen av skyene hadde en høyde på 9,5 kilometer, noen fjell var over 3000 meter over normalnivået og noen forsenkinger var over 1200 meter djupe. Temperaturen i lufta varierte avhengig av tid på dagen og plassering på planeten mellom $-93\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $13\text{ }^{\circ}\text{C}$. Nordpolen ble målt til $-110\text{ }^{\circ}\text{C}$. De fant også ut at de okerfarga områdene ikke var dekket med limonittliknende mineraler, men sand. De kunne ikke registrere et magnetfelt rundt planeten og bekrefte tidligere målinger av lufttrykket til å være mellom 5,5 og 6 millibar. Alle disse resultatene var i rett størrelsesorden, bortsett fra at variasjonen i topografi er mye større enn tallene fra Mars 2 og 3 (Moore 1977:118). De sovjetrussiske sondene Mars 4, Mars 5, Mars 6 og Mars 7 (på russisk Mapc-4, Mapc-5, Mapc-6 og Mapc-7) kom fram til Mars våren 1974, men gav ingen nye data (Moore 1977:134, Sheehan 1996:174).

3.3.2 Teorier

Plutselig fikk forskerne veldig mye data å jobbe med. I denne epoken begynte den detaljerte marsforskninga å gjøre seg gjeldene. Nå hadde en fått svar på om det var atmosfære eller ikke rundt planeten og hvilke temperaturer som var vanlige på planeten. I tillegg hadde en fått oversikt over storskalalandformene på planeten. Men resultatet var bare flere nye spørsmål for hvert svar på de gamle. Den viktigste nye teorien relevant her var at en innså at på et eller annet tidligere tidspunkt måtte flytende vann ha hatt effekt på landskapet på Den røde planeten (Boyce 2002:41).

3.4 De første romsondene lander på Mars

Det første menneskelagde objektet som landa på Mars var landingsenheten til den russiske romsonden Mars 2. Den krasjlanda og ble ødelagt. Landingsenheten til den russiske Mars 3 landa fint på Mars tidlig i desember 1971. Etter et og et halvt minutt på overflata begynte den å sende et bilde til jorda. Men etter 14,5 sekunder forsvant signalet, og en hørte aldri noe mer fra denne romsonden. Dette var midt under den globale støvstormen, og noe må ha hendt med landingsenheten (Moore 1977:117).

3.4.1 Viking 1 og 2

Tvillingromsondene Viking 1 og Viking 2 var virkelig det som skulle revolusjonere utforskinga av Mars. Sondene var heilt like og bestod av en baneenhet og en landingsenhet. Primæroppgava til



Figur 10: Utsyn mot vest over Utopia Planitia. Et av bildene landingsenheten til Viking 2 tok på Mars. Satellittantenna øverst i bildet er høykapasitetsantenna. Legg merke til de tre fargekarta som ble brukt til å justere fargebalansen i bildene. Kilde: NASA 7.

baneenhetene var å kartlegge planeten og å finne et egna landingssted for landingsenhetene. I tillegg skulle baneenheten virke som en reléstasjon for radiokommunikasjonen fra landingsenhetene på bakken på Mars. Viking 1 gikk inn i bane rundt Mars 19. juni 1976 og begynte straks å ta bilder av overflata for å klargjøre hvor landingsenheten skulle plasseres. Det originale forslaget på et flatt trygt område basert på bilder fra Mariner 9 viste seg å være bunnen av et utgravd elveleie og kunne ikke brukes. En bestemte ved hjelp av de nye bildene fra romsonden sammen og nye

radarmålinger fra jorda et nytt landingssted, og 20. juli 1976 landa landingsenheten til Viking 1 (heretter kalt VL1) på Chryse Planitia (22 °N, 48 °V). De første bildene viste et steinete landskap, og bare litt over seks meter unna lå det en kampestein som var mye større enn Vikinglanderer. Hadde fartøyet landa på den kunne den ha falt ned og landa opp-ned på bakken, ute av stand til å kommunisere med jorda. På samme måte som med Viking 1 måtte det bestemmes et nytt landingssted for landingsenheten til Viking 2 (VL2). Det eneste de holdt fast ved var at den skulle lande mellom 40 og 50 grader nord, og et sted ble til slutt valgt. 3. september 1976 landa VL2 på Utopia Planitia (48 °N, 226 °V). Bildene fra VL2 var ikke ulike dem fra VL1, et steinete landskap strakk seg utover fra der sonden stod. Begge landingsenhetene skulle fungere i minst 90 døgn, men det viste seg at de varte i flere år. VL1 virka fram til 13. november 1982 og VL2 til 11. april 1980. I bane hadde NASA forbindelse med Viking 1 til 7. august 1980 og Viking 2 til 25. juli 1978. I tillegg til å ta bilder registrerte landingsenhetene temperatur, vindhastighet og lufttrykk som en vanlig meteorologisk stasjon på jorda. Begge hadde seismometer ombord, men kun det i VL2 virka. Det registrerte minst et sikkert marsskjelv i løpet av levetida. Landingsenhetene hadde også et minilaboratorium som skulle teste om det var liv på Den røde planeten. Men det skulle vise seg at de resultatene en fikk ikke kunne

tolkes i noen retning (Moore 1977:136–158, Boyce 2003:46–50). NASAs VL1 sendte tilbake 3542 bilder i løpet av de seks åra og sju månedene den fungerte. Fra VL2 fikk vi 3043 bilder i løpet av levetida på tre år og sju måneder (NASA 9). Banefartøyene kartla heile planeten i god oppløsning i de åra de var aktive, 97% med 300 meter oppløsning og 2% med oppløsning på 25 meter eller bedre. Til sammen 51 539 bilder ble tatt fra bane (NASA 10).

3.4.2 Mars Global Surveyor

Romsonden Mars Global Surveyor ble sendt opp fra jorda 7. november 1996, og kom fram til Mars 11. september 1997 (Boyce 2001:53). Den hadde med følgende instrumentgrupper: Kameraet MOC (Mars Orbiter Camera), laserhøydemåleren MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter), spektrometeret TES (Thermal Emission

Spectrometer), magnetometer og instrumentet for

gravitasjonsfeltmålinger med

radiokommunikasjon. MOC har ei

vidvinkellinse til å ta oversiktsbilder

av planeten og ei telelinse til å ta

høyoppløselige bilder. Kameraet var i utgangspunktet beregna til å ta bilder i

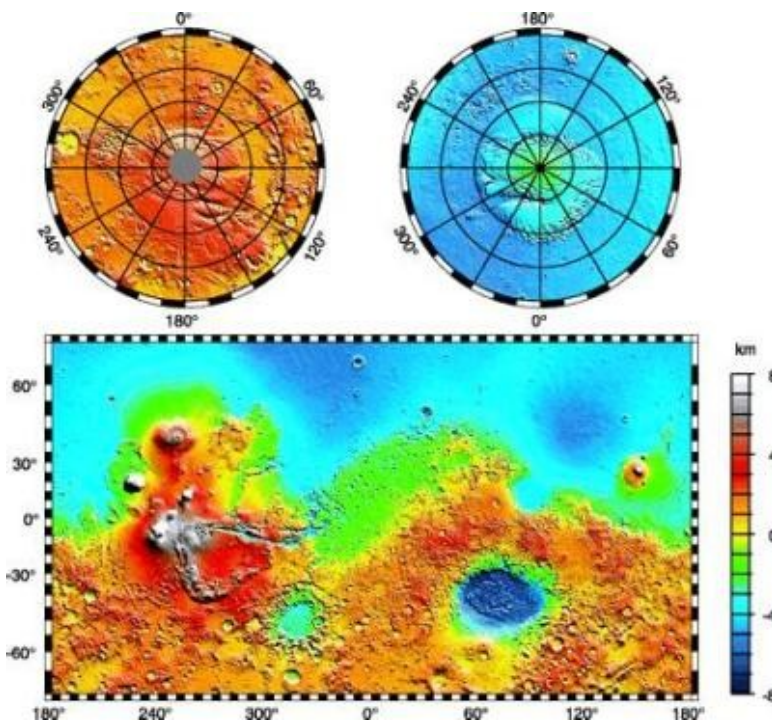
ned til 1,5 meter per piksel, men har ved hjelp av nye teknikker muligheten til å ta bilder heilt nede i 0,5 meter per piksel. Så langt har MOC tatt over

250 000 bilder, og kameraet er stadig (i februar 2006) aktivt. MOLA har

brukt laseren til å skape det mest komplette høydekartet over en planet i

solsystemet, se figur 11. Her er oppløsninga i høyde så bra som 30 cm på det beste. Laseren er ikke i operasjon mer. Resultatene fra spektrometeret TES støtter teoriene om at Mars tidligere har hatt et aktivt hydrotermisk system med tjukkere atmosfære og sjanser for flytende vann på eller like under overflata. Magnetometeret har oppdaga små områder med magnetisme i skorpa og gravitasjonsfeltmålingene har kartlagt forandringene i gravitasjonsfeltet til Mars.

Radiokommunikasjonen har også blitt brukt til å få informasjon om lufttrykket på bestemte steder på

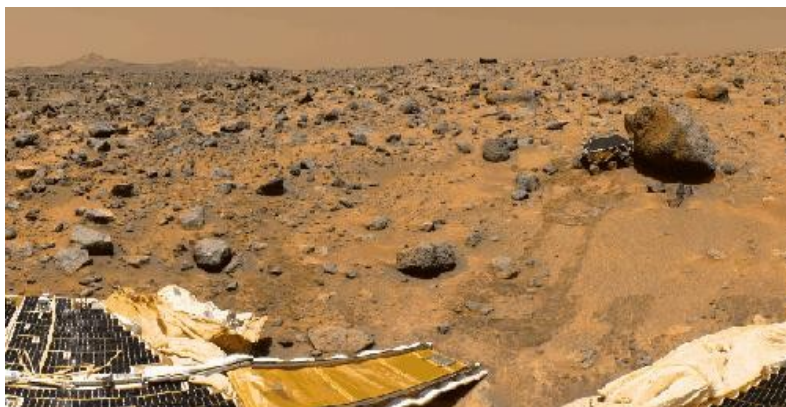


Figur 11: Høydekart over Mars basert på resultatet til laserhøydemåleren MOLA. Legg merke til at de hvite områdene er områder som er over åtte kilometer (Smith mfl. 1999).

Den røde planeten (NASA 11).

3.4.3 Mars Pathfinder

4. desember 1996 ble romsonden Mars Pathfinder sendt til Mars. Det spesielle med denne var at den skulle lande direkte på Mars uten å ha en del som skulle gå i bane. Den skulle en gang ikke gå i bane



Figur 12: Et bilde fra overflata Mars, tatt av Pathfinder i Ares Vallis.

Legg merke til kjøretøyet Sojourner som har kjørt bort til en stein for å bruke røntgenspektrometeret. Nedkjøringsrampa og noen av solcellepanelene til Pathfinder er synlige i forgrunnen. Kilde: NASA 12.

før landinga. I steden for å lande på overflata ved hjelp av en rakettmotor brukte den kollisjonsputer for å dempe landinga på overflata. Det fungerte perfekt, og denne måten har blitt brukt av seinere ferder til marsoverflata. Teknologien med rakettdempa landing er svært dyr og har i tillegg usikkerhetsmomenter. Landingsstedet var en kanal i Ares Vallis, og etter 15 sprett på kollisjonsputene la den seg til ro,

tømte lufta ut av putene og åpna seg opp. Landingsenheten bestod av en plattform med et kamera på ei mast i tillegg til ei instrumentpakke for atmosfære- og værmålinger. Det kanskje mest revolusjonerende med Mars Pathfinder var det vesle kjøretøyet som stod på plattformen. Den hadde navnet Sojourner, og på den var det montert et kamera og et røntgenspektrometer av alfa-prototypen. Den kjørte ned fra plattformen og brukte røntgenspektrometeret på steinene som lå på bakken i nærheten. Steinene var av typen andesitt, en silisiumrik vulkansk steintype som mest sannsynligvis hadde blitt flytta dit av katastrofeflommer. Etter tre måneders aktivitet på overflata ble både Mars Pathfinder og Sojourner slått av på grunn av at de var i ferd med å gå tom for strøm (Boyce 2002:56–59). Da hadde kameraet på plattformen sendt 16 635 bilder til jorda og kameraet på marsbilen 628 (NASA 9).

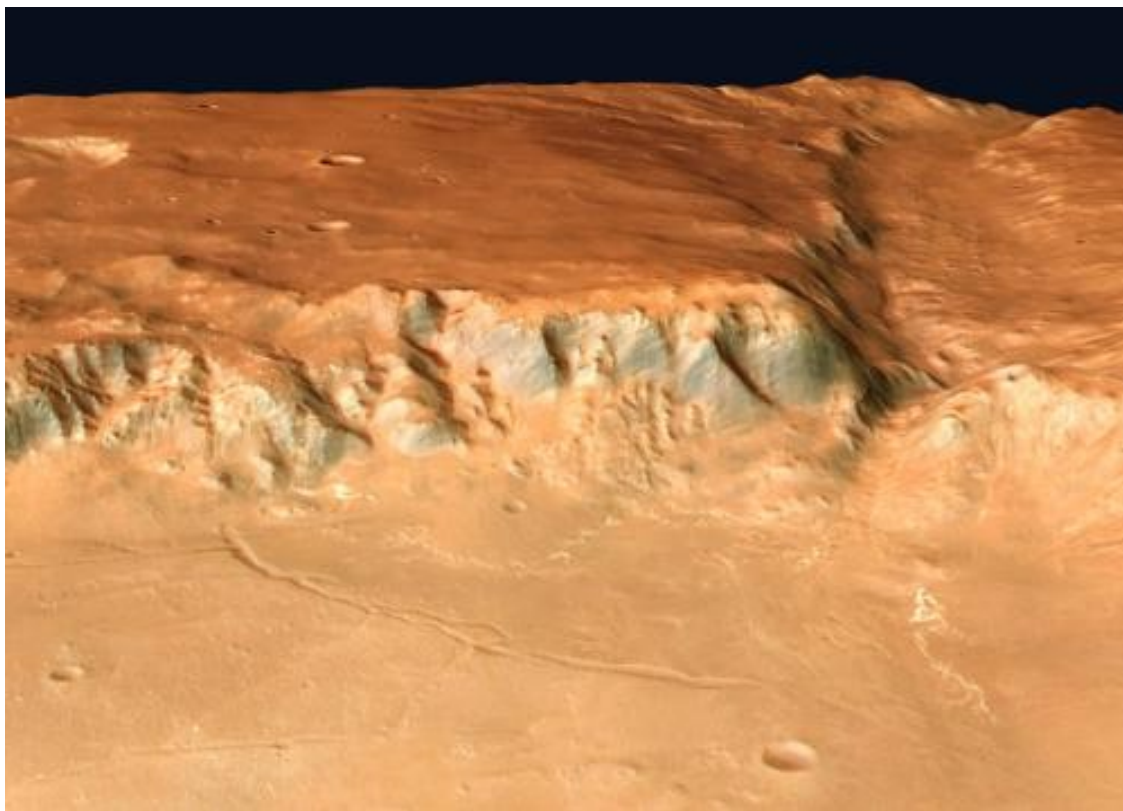
3.4.4 2001 Mars Odyssey

Den 23. oktober 2001 gikk 2001 Mars Odyssey inn i banen sin rundt Mars (Boyce 2002:56–59). Navnet fikk romsonden etter den legendariske boka og filmen «2001 –en romodysse» (på originalspråket *2001 Space Odyssey*) av Arthur C. Clarke (NASA 13). På sonden en det montert tre instrumenter: THEMIS (Thermal Emission Imaging System) tar bilder av Mars i synlig lys og i

infrarødt. Hovedoppgava er å finne fordelinga av mineraler på overflata av Mars. Oppløsninga i synlig lys er på 18 m/piksel, i infrarødt lys ca. 100 m/piksel. GRS (Gamma Ray Spectrometer) er et gammastrålespektrometer som ser etter viktige grunnstoffer, for eksempel karbon, silisium, jern og magnesium. Nøytrondetektorene brukes også for å finne vann og is i bakken på Mars. MARIE (Martian Radiation Experiment) måler strålingsmiljøet til Mars med et partikkelspektrometer for å vite hvilke forhold menneskene ombord i bemanna ferder til Mars kommer til å møte. (NASA 13, NASA 14, NASA 15). Odyssey har også blitt brukt mye som reléstasjon for kjøretøya Spirit og Opportunity som er på overflata av Mars. Primæroppgava er utført, og nå har romsonden fått nye oppgaver som den skal utføre (NASA 13).

3.4.5 Mars Express

Den europeiske romsonden Mars Express kom fram til Mars i desember 2003 og hadde med ei rekke instrumenter. Det mest publikumsvennlige instrumentet på Mars Express er HRSC (High Resolution Stereo Camera). Dette kameraet er som navnet tyder på et stereokamera, og er i ferd med å kartlegge planeten med fargebilder i 3D med oppløsning på rundt ti meter. Utvalgte områder blir fotografert



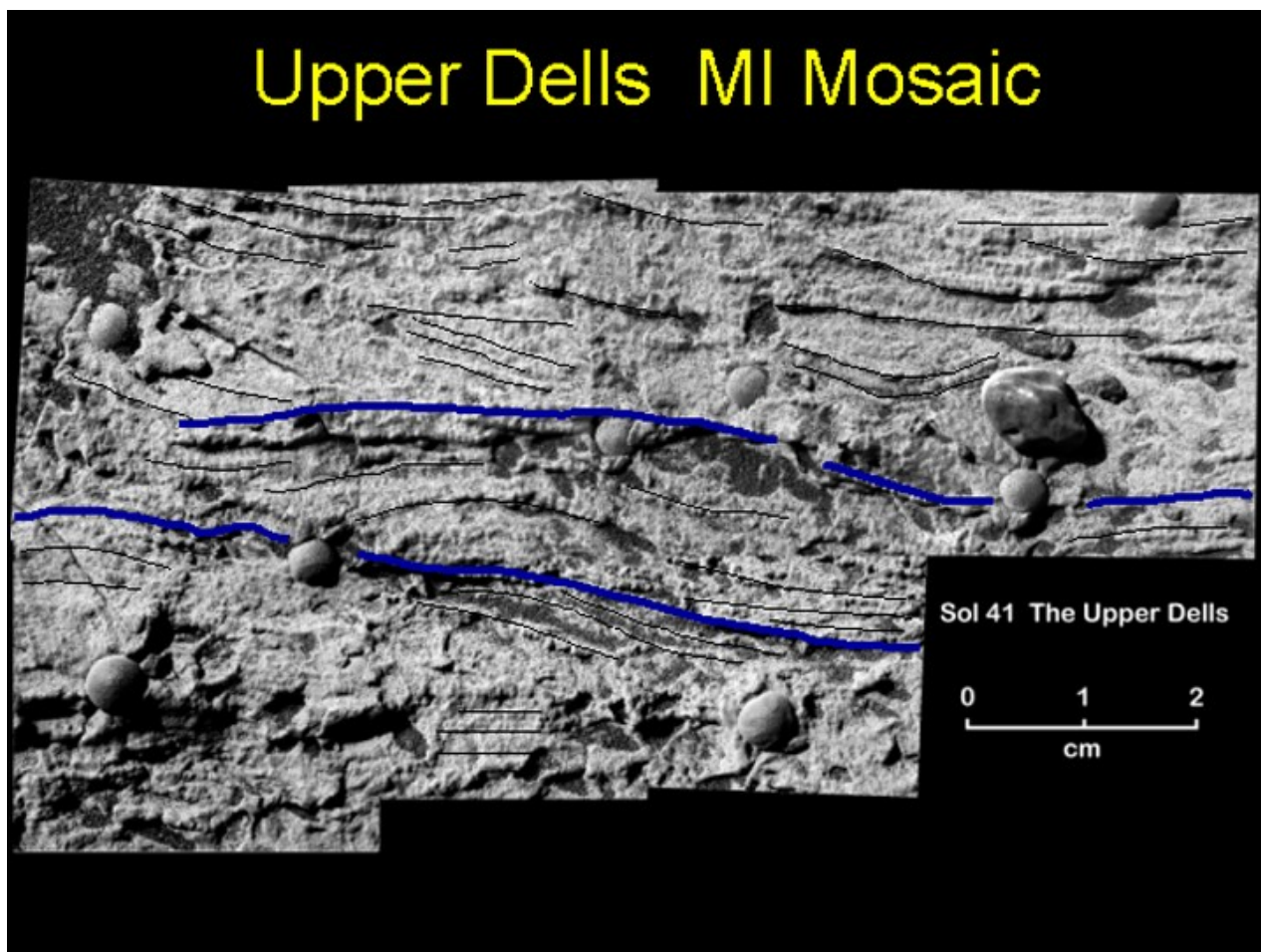
Figur 13: Eksempel på et bilde fra HRSC-kameraet til Mars Express: Et stereobilde av kanten på Holdenkrateret, manipulert for å vise perspektivet. Kilde: ESA 2.

med oppløsning på to meter. Stereobildene kan med enkel bildebehandling gjøres om til perspektivbilder, se figur 13. Resten av instrumentene er: OMEGA, spektrometer for mineralogisk kartlegging i synlig og infrarødt lys. SPICAM er et spektrometer som ser i ultrafiolett og infrarødt lys, og dette instrumentet ser på atmosfæren, spesielt etter ozon og vanndamp. PFS (Planetary Fourier Spectrometer) skal se etter detaljene i sammensetninga av marsatmosfæren. ASPERA ser på hvordan atmosfæren og solvinden gjensidig påvirker hverandre. MaRS (Mars Radio Science Experiment) bruker blant annet radiokommunikasjonen mot jorda til å måle forandringer i banefarta som igjen kan brukes til å finne variasjoner i tyngdefeltet. Men det viktigste instrumentet for geomorfologien på Mars er radaren MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding). Den skal kartlegge grunnen på Mars ned til to-tre kilometers djup med fem til ti kilometers oppløsning horisontalt og 50–100 meter oppløsning nedover i bakken (ESA 1, Li mfl. 2005). MARSIS ble tatt i bruk høsten 2005. I slutten av november 2005 kom de første resultata, en bekreftelse på at de lagdelte avsetningene rundt nordpolen er av H₂O-is. Isen må enten være heilt uten forurensinger, eller ha liten andel forurensinger (Picardi mfl. 2005).

3.4.6 Spirit og Opportunity

Tvillingkjøretøyene Spirit og Opportunity ble sendt opp fra jorda hver for seg sommeren 2003 og landa på Mars i januar 2004. Spirit landa i Gusevkrateret, et krater som er utløpet til et uttørka elveleie. Opportunity landa på Meridiani Planum, et område som en fra før visste bestod av mineraler som kan tyde på en form for fuktighet. Begge to landa med kollisjonsputer på samme måte som Mars Pathfinder, hovedforskjellen var at plattformen denne gangen kun hadde som oppgave å være beholder for kjøretøyet på ferden i verdensrommet. Oppgava til kjøretøyene var å finne lokale spor etter vann på overflata. Derfor er de utstyrt med kameraer, et miniatyrspektrometer (av varmestråle-typen), et mössbauerspektrometer, et røntgenspektrometer av alfastråletypen, magneter for å samle støvpartikler som spektrometrene skal sjekke, mikroskopkamera og RAT (Rock Abrasion Tool), en roterende slipestein som skal rense/fjerne topplaget av stein som instrumentene skal se på.

Kjøretøyene skulle i utgangpunktet vare i 90 marsdøgn, kjøre opp til 40 meter per dag og i den samla levetida kjøre nærmere en kilometer (NASA 17). I januar 2006 har begge vært operative på marsoverflata i tre år, og har i løpet av den tida samla informasjon som tyder på at langt tilbake i tid har Mars hatt fuktige og muligvis levelige forhold (NASA 18). En av grunnene til at de har vart så mye lengre enn planlagt er at solcellepanelene på begge kjøretøyene har blitt blåst reine for støv flere ganger. Det er resultatet av at «støvdjevler», små virvelvinder, har truffet dem. Se figur 20 for hvordan disse vindene ser ut. 4. mars 2004 hadde NASA en pressekonferanse der de rapporterte om at



Figur 14: Et utsnitt av et bilde fra NASA-romsonden Opportunity viser finlaminerte lag som forsvinner i hverandre og går i vinkel i forhold til hverandre. De svarte strekene markerer dette. De blå linjene foreslår grenser mellom serier av kryssjikt. Opprinnelsen til sedimentet er mest sannynlig flytende vann som har hatt bevegelsesretning inn eller ut av bildet. Bildet ble tatt av Opportunity 5. mars 2004. Kilde: NASA 4.

Opportunity hadde funnet berggrunn som sikkert var påvirket av vann. Se figur 14. Berggrunnen var sammensatt av sulfater og hadde åpninger med utkrystalliseringer. På samme sted fant robotens mössbauerspektrometer, som identifiserer jernholdige mineraler, et vannholdig jernsulfatmineral som kalles jarositt. Opportunitys miniatyrspektrometer gav også beviser for sulfater. Lag i den observerte berggrunnen som ligger i vinkel i forhold til hovedlag, et mønster som kalles kryssjikt, kan være et resultat av påvirkning fra vind eller vann. Bilder fra Opportunity gir hint om at kryssjiktninga er et resultat av vannpåvirkning. Tegn på det er den minimale skalaen av kryssjiktene og mulige konkave mønster danna av sinusforma kammer på undersjøiske rygger (NASA 22). Begge kjøretøyene er pr. 15. februar 2006 stadig i drift.

3.4.7 Mars Reconnaissance Orbiter

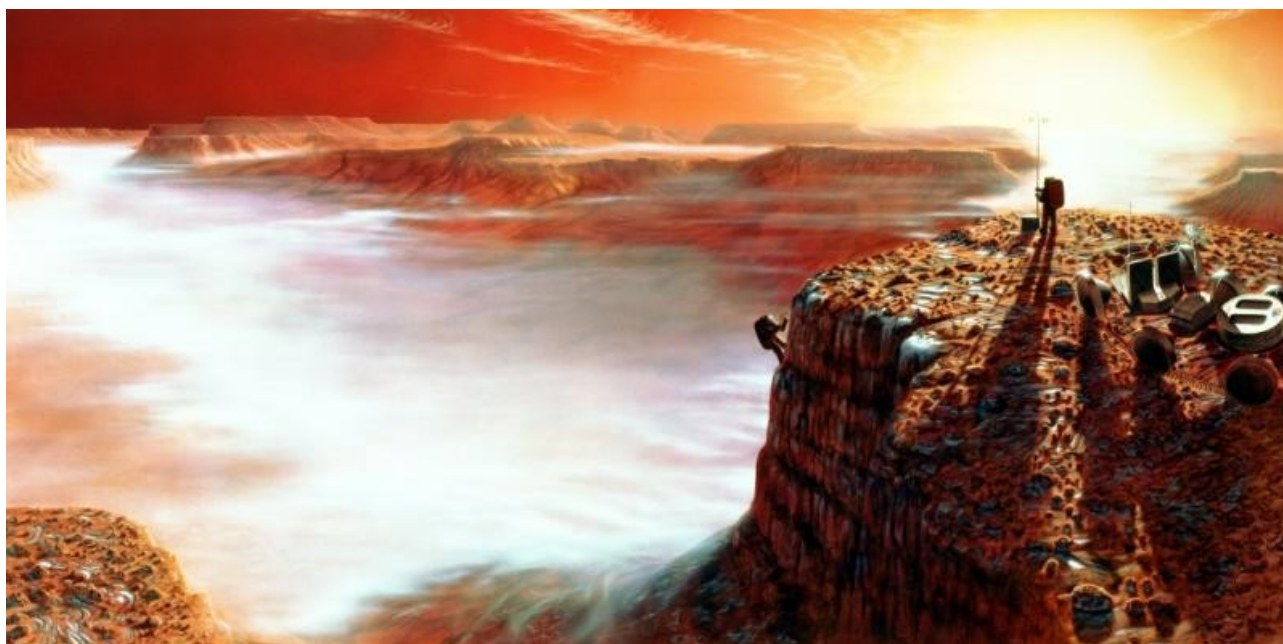
Mars Reconnaissance Orbiter ble sendt opp fra jorda august 2005 og kommer fram til Mars i mars 2006. Den vitenskaplige fasen skal starte i november 2006, etter at romsonden har bremsa seg ned til en lav sirkulær bane rundt Den røde planeten (NASA 16). Instrumentene den har med seg er bedre enn alle tidligere som har blitt brukt i bane rundt Mars. Det beste kameraet vil ha oppløsning på 30 cm per piksel. I tillegg til kameraer har den med spektrometer, radar, radiometer, navigasjonsinstrumenter, akselerasjonsmåler og tyngdefeltinstrumenter (NASA 15).

3.4.8 Liv på Mars?

Det har sia gammel tid blitt fantasert og teoretisert om liv på Mars. Men ettersom den moderne kunnskapen om Den røde planeten stod fram var det et ubesvart spørsmål som stadig kom tilbake. Er det liv på Mars? Da er det ikke liv som beskrevet av science fiction-forfatterne før 1965 som det er spørsmål om, men om det kan være mikrober eller tilsvarende enkle organismer på planeten. Et av hovedmåla til vikingferdene var akkurat dette. Begge landingsenhetene hadde tre eksperiment-moduler som skulle kjøre automatiske tester på om det kunne være liv. Eksperimentene fikk to positive resultater. Men det ene var svært tvetydig og for det andre kunne tilsvarende resultat framstilles kjemisk. Konklusjonen etter Viking ble at en stadig ikke visste om Mars hadde liv eller ikke. Det eneste resultatet var at sannsynligheten var mye mindre enn før (Moore 1977:154–158, Boyce 2002:249–260). I 1996 rapporterte NASA at ei forskergruppe hadde funnet bevis for eldgamle spor av liv i en 4,1 milliarder år gammel meteoritt som kommer fra Mars. Meteoritten ALH84001 datt ned på i Antarktis for 13 000 år sia, etter å ha blitt slått ut av Mars på grunn av et kjempestort meteorittnedslag der for 16 millioner år sia. Nyheten vakte debatt, og det ble etter hvert satt fram alternative teorier som kunne forklare de bakterielliknende formene i meteoritten (Boyce 2002:262–265). Generelle problemer med Mars i dag er at stråling fra sola vil ta knekken på alt liv på overflata, et uheldig klima gjør det ikke lett (men ikke umulig) med liv der og i som det ikke er nok er overflata oksiderende og holder overflata steril. Men i tidligere tider da klimaet var forskjellig og en atmosfære stengte stråling ute kan mulighetene ha vært større (Boyce 2002:258–259). Det siste innspillet i dette spørsmålet er det at metan er oppdaga på Mars. På grunn av at mengdene er så store og så ujamt fordelt er det vanskelig å forklare dette med en rein geologisk/kjemisk begrunnelse (Krasnopol'sky 2005). Framtidige ferder kommer til å kanskje til å løse spørsmålet.

3.4.9 Science fiction

Etter romsondene sendte tilbake informasjon om hvordan forholda på Mars virkelig var skjedde det et paradigmeskifte i science fiction-litteraturen. Fra å beskrive kanaler og fremmede sivilisasjoner kom det nå bøker der koloniseringa av et ugjestmildt Mars stod i sentrum. Ofte ble alle trinn i ei kolonisering beskrevet, fra de første romferdene med mennesker til Den røde planeten, til en begynnende terraforming (å gjøre andre planeter beboelige for mennesker) av planeten og til slutt opprør og sjølstendighet fra jorda. En mer vitenskaplig science fiction, da mulighetene for de fantasifulle historiene om Mars hadde forsvunnet (Wikipedia 2).



Figur 15: Dette er science fiction nå, men vil sannsynligvis bli en realitet i framtida. Bildet beskriver hvordan en tegner ser for seg en av de første ferdene til Mars med mennesker. Det skal forestille en tidlig morgen ved Noctis Labyrinthus, en del av Valles Marineris. Det er rim på bakken og morgenskyer nede i juvet. Kilde: NASA 23.

4 Generelt om Mars

Mars er planet nummer fire i solsystemet, og er den ytre av de små steinplanetene. Sett fra jorda er den rødaktig, noe som kommer av en del jernoksider på overflata.

4.1 Data

Mange data om Mars kan oppsummeres i to tabeller (kilder: Wikipedia 4 og NASA 8)

Data om plasseringa i solsystemet (baneparametre med Epoch J2000):

Store halvakse	227 936 637 km (1,52366231 AE)	Eksentrisitet	0,09341233
Baneomkrets	1 429 000 000 km (9,553 AE)	Siderisk periode	686,9601 døgn (1,8808 år)
Perihel	206 644 545 km (1,38133346 AE)	Synodisk periode	779,96 døgn (2,135 år)
Aphel	249 228 730 km (1,66599116 AE)	Banefart (snitt)	24,077 km/s
		Maks. banefart	26,499 km/s
		Min. banefart	21,972 km/s
		Banehelling	1,85061° (5,65° til solekvator)

Fysiske egenskaper for Mars

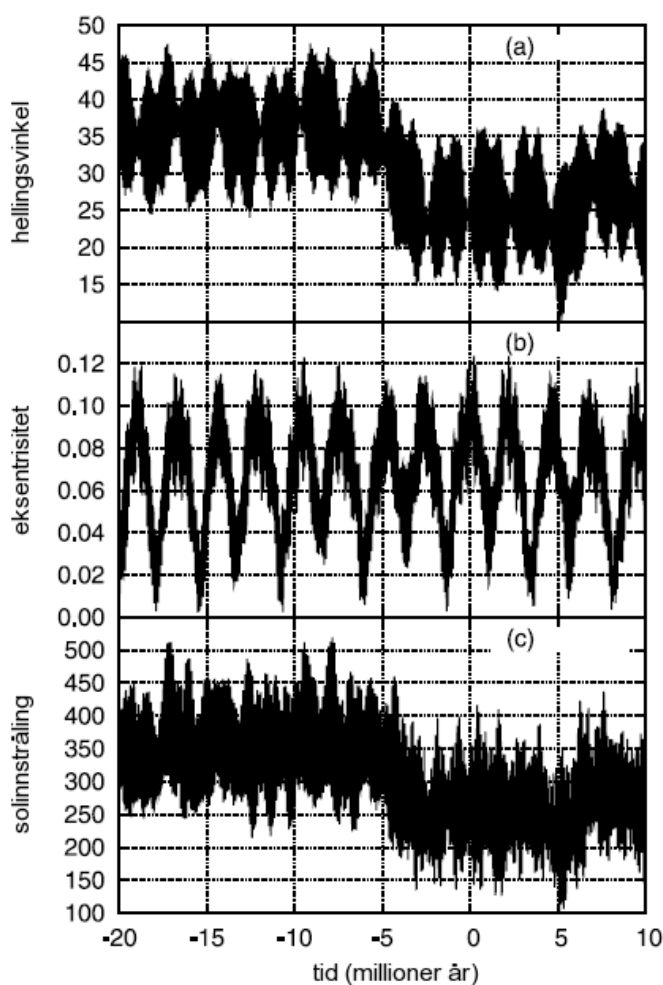
Ekvatordiameter	6 804,9 km (0,533 · jorda)	Unnslippingsfart	5,027 km/s
Poldiameter	6 754,8 km (0,531 · jorda)	Rotasjonsperiode	1,025957 d (24 t 37 min 22,6 s)
Volum	$1,638 \cdot 10^{11} \text{ km}^3$ (0,151 · jorda)	Rotasjonsfart	868,22 km/t (ved ekvator)
Masse	$6,4185 \cdot 10^{23} \text{ kg}$ (0,107 · jorda)	Aksehelling	25,19°
Flattrykthet	0,00736	Rektasensjon	
Overflateareal	$1,448 \cdot 10^8 \text{ km}^2$ (0,284 · jorda)	av nordpolen	317,68143° (21 t 10 min 44 s)
Topografivariasjon	30 km (1,5 · jorda)	Deklinasjon	52,88650°
Snittetthet	3,933 g/cm ³ (0,713 · jorda)	Albedo	0,15
Ekvatorial tyngdekraft	3,69 m/s ² (0,376 · jorda)	Solinnstråling	589,2 W/m ² (0,431 · jorda)
		Overflatetemperatur	
		gjennomsnitt	210 K (−63 °C)
		minimum	133 K (−140 °C)
		maksimum	293 K (20 °C)
		Atmosfærisk trykk	0,7–0,9 kPa

Overflatearealet på Mars tilsvarer det arealet som er landareal på jorda. Lufttrykket er i underkant av en hundredel av det på jordoverflata.

4.1.1 Ellipsitet, presesjon og aksehelling

På grunn av at Mars ikke har en stor måne som jorda har og på grunn av forstyrrelser fra Jupiter varierer aksehellingsvinkelen og eksentrisiteten (hvor mye elliptisk baneformen er) til Mars mye mer enn de tilsvarende verdiene til jorda. Her og nå er hellingsvinkelen på $25,19^\circ$ og eksentrisiteten 0,093 (Laskar mfl. 2004). Perihel (tidspunktet planeten er nærmest sola) skjer ved vintersolverv på den nordlige halvkula og presesjonsbevegelsen er på 51 000 år. I løpet av de siste fem millioner åra har eksentrisiteten variert mellom 0 og 0,12 med 95 000 års periode og en 2 000 000 periode over denne. Hellingsvinkelen til marsaksen har vært mellom 15° og 45° , med en periode på 120 000 år og også her med en hovedperiode på 1 300 000 år (Clifford mfl. 2000, Haberle, Murphy og Schaeffer 2003). Tidligere enn dette viser utregninger at baneparametrene til Mars er kaotiske, for eksempel så vil hellingsvinkelen over fem milliarder år kunne variere fra 0° til heile $82,035^\circ$ (Laskar mfl. 2004). Så store variasjoner har stor innvirkning på klimaet på Mars, da spesielt variasjonene til aksehellinga (Haberle, Murphy og Schaeffer 2003). Ei

utregning over fire milliarder år fører til at de mest sannsynlige verdiene blir som følger: en hellingsvinkel på $41,8^\circ$ og en eksentrisitet på 0,068 (Laskar mfl. 2004).



Figur 16: Ei beregning fra 20 millioner år tilbake i tid og fram til ti millioner år inn i framtida gir mulige baneparametre som figuren viser. a: hellingsvinkel i grader, b: eksentrisiteten og c: solinnstrålinga i W/m^2 på nordpolen ved sommersolverv. Legg merke til det store intervallet verdiene kan ha og at hellingsvinkelen generelt øker med ti grader ved fem millioner år og tidligere. Kilde: Laskar mfl. 2004.

4.2 Månene

I boka «Gullivers reiser» skrevet i 1727 av Jonathan Swift blir det (i en av de mindre kjente delene av boka) nevnt at Mars har to måner, og at den ene går raskere rundt Mars enn planeten roterer. I 1750 skriver franskmannen Voltaire en science fiction-historie der Mars blir tillagt to måner. Men på den tida eksisterte det ikke sterke nok teleskoper til å kunne se de virkelige månene til Mars. Grunnen til forslaget var nok heller det at sia Merkur og Venus ikke hadde måner, jorda hadde en og Jupiter (på den tida) hadde fire måner var det naturlig at Mars skulle ha to. I tillegg kan kodebrevet Galilei sendte til Kepler om at han hadde oppdaga ringer rundt Saturn ha vært en inspirasjon. Kepler feiltolka innholdet i brevet og trudde det betydde at Galilei hadde oppdaga to måner rundt Mars (Sheehan 1996:204–205). I 1877 bestemte amerikaneren Asaph Hall seg for å prøve å finne naturlige satellitter rundt Mars. Flere hadde prøvd tidligere, men Hall hadde tilgang på et av verdens største og beste teleskoper på den tida, og tiende august 1877 oppdaga han det som kunne være en måne rundt Den røde planeten. Noen dager seinere, 16. august, greide han å finne objektet igjen. Det bevegde seg sammen med Mars og måtte være en ekte kompanjong. Natta etter så han samme objekt på nytt og oppdaga enda en måne tettere på planeten. Denne går (som Swifts litterære måne) rundt planeten på kortere tid en det tar Mars å rotere rundt sin egen akse. Dette virka så usannsynlig at Hall lurte på om det var tre eller fire måner rundt planeten. Men nei, svaret var at den innerste brukte bare sju timer og 39 minutter på et omløp og derfor kunne sees flere ganger i løpet av ei natt på jorda. Omløpstida på den ytre var 30 timer og 18 minutter. Etter å ha fått mange forslag på hva han skulle kalle månene han hadde oppdaga, bestemte Hall seg for å bruke navna Phobos (frykt) og Deimos (skrekk). Dette var etter de to følgesvennene til krigsguden Mars i mytologien (Moore 1977:168–169). Phobos, den indre, ligger 9400 km fra senteret til Mars og



Figur 17: Bildemosaikk av Phobos, tatt av Viking 1.

Kilde: NASA 5.



Figur 18: Sjøl om den er både størst og nærmest vil Phobos ikke greie å dekke heile sola ved en solformørkelse på Mars. Dette bildet viser den formørkelsen Phobos skaper på Mars. Bildet ble tatt av marskjøretøyet «Spirit». Kilde: NASA 6.

dermed bare 6000 kilometer over marsoverflata. Sia Phobos' banehelling er 1° fra ekvatorplanet til Mars betyr det sammen med den lave banehøyda at månen bare er synlig for observatører som er plassert mellom 70°N og 70°S på Mars. Den suser over marshimmelen på fire og en halv time fra vest mot øst. Banen til Deimos ligger 23 500 meter ut fra senteret til Mars. Banen heller like lite som den til Phobos og månen kan derfor ikke sees nord og sør for den 82. breddegraden. På grunn av at den bruker bare litt lengre tid rundt planeten enn et marsdøgn vil den fra overflata se ut til være oppe i seksti timer av gangen mens den går gjennom alle fasene to ganger. Begge månene har bundet rotasjon, som månen vår viser kun den ene sida mot jorda viser de alltid samme side mot Mars (Moore 1977:171–172, Sheehan 1996:205–

206). Månene er så små at gravitasjonen ikke greier å dra dem til en kuleform, Phobos er 27 ganger 19 kilometer stor og har fasong som ei potet, se figur 17. Deimos måler 15 ganger elleve kilometer og har en mer irregulær fasong enn Phobos. Begge ville være lyssvake sett fra Mars, både på grunn av den vesle størrelsen og at overflatene er svært mørke. Phobos ville virke like sterk som Venus ser ut for oss og Deimos ville ikke være sterkere enn ei klar stjerne (Sheehan 1996:207–208). Ingen av dem er store nok til å skape en total solformørkelse på Mars, se figur 18. Gjennom tidene har det vært flere forskjellige teorier om hvordan månene ble danna. I dag står en igjen med to konkurrerende teorier som begge er sannsynlige: Den ene går på at begge er asteroider som har blitt fanga inn av tyngdekrafta til Mars. Den andre teorien mener at månene er rester etter danninga av planetene, to deler som ikke ble tatt opp av det som skulle bli Mars under tilveksten (Boyce 2002:271–272).

4.3 Kort om geologien

Som jorda ble Mars danna av den diskosforma skya av støv og gass som heile solsystemet ble danna fra. Gassen og støvet ble dratt innover av den derfor stadig økende tyngdekrafta og ble mer og mer kondensert. Kollisjoner mellom partikler var vanlig, og etter hvert slo partiklene seg sammen til legemer på asteroidestørrelse. Protoplaneter ble danna av disse ettersom mindre legemer slo inn i dem. Når Mars nådde den endelige størrelsen sin satte de stadige nedslagene i gang diverse smelteprosesser som resulterte i at heile planeten smelta. Alle tungmetallene sank ned til kjernen og

skapte en metallisk kjerne. Lette metaller fløyt opp og danna en silisium- og aluminiumrik skorpe. Som med jorda hadde radioaktive grunnstoffer for varmeproduksjonen i det indre av planeten, men på grunn av den mindre størrelsen vil det ha vært mindre tilgang på varme. Men varmen ville være stor nok til å skape konvekssjonsstrømmer i mantelen som ville gi muligheter for heteflekker på planeten som igjen ville føre til vulkanisme (Boyce 2002:63–67). I dag har ikke Mars et magnetfelt, grunnen kan være at kjernen er i fast form eller at all konvekssjonsbevegelse i kjernen er minimal. Men magnetometeret ombord i Mars Global Surveyor har målt paleomagnetisme i de eldste områdene av marsskorpa, og derfor må planeten ha hatt et aktivt magnetfelt for tre til fire milliarder år sia. På grunn av at det ikke er platetektonikk på Mars må mantelen og skorpa være atskilt (Boyce 2002:76–78). Det en veit om skorpa er kun resultater fra de forskjellige sondene som har landa, pluss oversiktsmålinger fra bane og de få meteorittene fra Mars en har funnet på jorda.

Mars er oppdelt i to geologisk forskjellige områder: høylandet i sør og de lave slettene i nord. Høylandet i sør består for det meste av det eldste terrenget på Mars, med svært mange kratre. Grunnen her består av steinete, porøse bergarter som mange steder er dekt av enorme lavastrømmer. Sammen med fluviale og eoliske avsetninger danner lavaen slettene mellom kratrene i høylandet (Gulick 2001). Lavlandsslettene i nord ligger gjennomsnittlig tre kilometer lavere enn høylandet i sør. På grunn av at det er mye færre kratre her må området være yngre, og det er dominert av jamne sletter. Materialet blir tolka til å bestå av lavastrømmer og sedimenter. Det store unntaket her er to enorme vulkanområder som hever seg over slettene rundt, Tharsis og Elysium (Gulick 2001). Lavlandet i nord er ei svært gammel forsenking, som muligvis er danna av flere gigantnedslag. Denne forsenkinga er delvis fylt med sedimenter som på toppen hovedsaklig er av hesperisk alder. I disse områdene er det funnet flere typer landformer som kan tyde på at det i en periode har vært et hav her (Carr og Head 2001).

Tharsis er det største vulkanområdet i solsystemet. Her er det fem enorme vulkaner og sju mindre. I tillegg er det ei rekke forkastningssoner som alle har sammenhengende retning. Mest sannsynlig er opprinnelsen en heteflekk som har stått på omtrent samme sted i lang tid. Opprinnelsen til heteflekken kan ha vært konvekssjonsstrømmer i mantelen. Det enorme dalsystemet Valles Marineris står i forbindelse med Tharsis, og tektonismen på Tharsis må på en eller annen måte ha vært årsak til at Valles Marineris ble danna. Elysium er på samme måte som Tharsis et vulkansk høylandsplatå og har sannsynligvis blitt danna av tilsvarende prosesser. På høylandet i sør er det flere store vulkaner, spesielt er det noen sammen med flere små langs forkastningene som går ut fra Hellasbassenget. I tillegg til de store er det mindre vulkaner spredt utover heile planeten. Disse er på størrelse med

mange nedslagskrater og kan være vanskelige å skille fra disse. På grunn av all vulkanismen er derfor 60% av planeten store lavasletter (Boyce 2002:105–129). For en grundigere beskrivelse av geologien til Mars henvises det til kapittel fire i Boyce 2002.

4.4 Kronologi/alder

Planetens geologiske historie er delt opp i tre perioder, noachisk, hesperisk og amazonisk tid. Noachisk er den eldste, og landformene fra den tidsperioden ble dannet under ei tid da planetene var utsatt for et tett meteorittbombardement (Gulick 2001). Dette bombardementet blir brukt som en dateringsmetode av overflata på Den røde planeten. En setter da som krav at gjennom historia til solsystemet har meteorittbombardementet blitt mindre og mindre og at det ikke er aktiv platetektonikk på Mars. Da vil gamle overflater på Mars bli bevart og ha høy andel meteorittkrater både på grunn av at overflata har hatt god tid til å få mange nedslag, og at andelen nedslag var høyere da. De yngste overflatene vil bare ha få nedslagskrater (Baker 2001). På Mars endte denne tida antakeligvis for rundt 3,5–3,8 milliarder år sia. Neste periode er den hesperiske, og den er kjennetegnet ved lavasletter med mye færre krater. Amazonisk tid har mye av alle landformer, både fluviale, eoliske og vulkanske. For eksempel den berømte vulkanen Olympus Mons ble dannet seint i amazonisk (Gulick 2001). De tidligste fluviale dalsystemene ble dannet i noachisk tid (Gulick 2001). En bruker den klassiske geologiske loven for datering, at overliggende lag må være yngre enn de underliggende. En begrensning her er at en bare får relativ datering. Dette gjelder spesielt for Mars, der vi ikke har noen muligheter for direkte datering. Eneste mulighet foreløpig er meteoritter funnet i Antarktis som stammer fra Mars. Men deres originale plassering på Mars er ukjent, og derfor er det lite å få ut av dem (Mitchell og Wilson 2003). Grunnen til at en i det heile tatt kan vite at de kommer fra Mars er at gassen i meteorittene har samme sammensetning som marsatmosfæren. Datering blir gjort ved å se på radioaktive isotoper (Hartmann 2003:34–35).

4.4.1 Noachisk tid

Denne perioden går tilbake til danninga av Mars og de andre planetene, for ca. 4,5 milliarder år sia. På denne tida hadde Mars aktiv erosjon, mye vulkanisme og mulige sjøer og kanskje er nordlig hav. Tidlig i noachisk tid var atmosfæren mye tettere enn nå, men ble tynnere i løpet av perioden. Om klimaet på den tida har en ikke mye informasjon, men flytende vann har erodert, transportert og avsatt materiale på denne tida. Tidsperioden er oppkalt etter Noachis Terra, et av de gamle høyfjells-områdene i sør (Hartmann 2003:33). På denne tida hadde Mars et magnetfelt som beskyttet atmosfæren mot erosjon fra solvinden, og komet- og meteorittnedslag ga tillegg til atmosfæren. Men

nedslag gjorde også det motsatte, slo store gassmender ut i verdensrommet (Jakosky og Phillips 2001).

4.4.2 Hesperisk tid

Den hesperiske perioden tok over fra noachisk tid for omtrent 3,5 milliarder år sia. Denne perioden er en overgang fra en fuktig planet til en tørrere planet mer lik den vi ser i dag. Det var stadig flytende vann i bevegelse på overflata, men dette var på veg tilbake. Vannet kan ha frosset som store isreservoar under overflata. Enkelte steder vil dette vannet ha smelta og produsert katastrofeflommer. Navnet på alderen kommer fra sletta Hesperia Planum, nordøst for Hellas Planitia. Dette området er sannsynligvis fra denne tidsperioden (Hartmann 2003:34). Andre kilder foreslår starten av denne perioden til å være for ca. 3,7 milliarder år sia, noe som viser at alderbestemminga ved hjelp av kraterkronologi har en usikkerhet (Jakosky og Phillips 2001).

4.4.3 Amazonisk tid

Den amazoniske tida starta der hesperisk slutta, for omtrent 2 til 2,5 milliarder år tilbake. Det er denne perioden vi er inne i nå. Det er stadig noe vulkanisme og meteorittnedslag, men langt unna det i tidligere tider. Klimaet har for det meste vært tørt, men fuktighet har enkelte ganger sluppet ut på overflata. Navnet til perioden er etter de lavadekte unge slettene kalt Amazonis Planitia (Hartmann 2001:34). Her mener Jakosky og Phillips (2001) at perioden først starta så seint som for en milliard år sia. Mer data er nødvendig for å bestemme alderen på overgangene med større sikkerhet.

4.5 Oversikt over naveterminologi i bruk i dag

Etter Mariner 9 kartla Mars fant en ut at navna måtte revideres. Navneledd som *mare* (hav), *sinus* (bukta) og så videre kunne ikke brukes fordi de var så langt unna virkeligheten. For eksempel var det gamle navnet Mare Acidalum (Acidaliahavet) et av de mange som ble gjort om, til Acidalia Planitia (Lavlandssletta Acidalia). Et annet eksempel er Meridiani Sinus (Meridianbukta) som ble gjort om til Meridiani Planum (Meridianhøysletta). De nye navna har ofte et ledd som beskriver hva slags landform stedet har. Men grunnlaget er stadig det systemet Schiaparelli lanserte. I Moore (1977:93), Boyce (2002:299) og Hartmann (2003:28) står noen av de viktigste beskrivende navna forklart:

- *Catena* ei kraterrekke, for eksempel Ganges Catena.
- *Chaos* et «tomt» område, ofte et område med mange løse blokker, eksempel:

- Hydraotes Chaos.
- *Chasma* ei kløft, en canyon eller ei forsenking med bratte kanter, for eksempel Juventae Chasma.
 - *Dorsum* en ås, satt sammen av mange avlange framspring. Eksempel: Argyre Dorsum.
 - *Fossa* ei grøft, en lang, smal, rett eller svingete dal. Eksempel: Sirenum Fossa.
 - *Labyrinthus* et dalsystem. Kun et sted er navnet i bruk: Noctis Labyrinthus.
 - *Mensa* et heva område med flat topp, med bratte kanter til alle kanter. Eksempel: Nilosyrtis Mensa.
 - *Mons* et fjell. Det klassiske eksempelet er Olympus Mons, det høyeste fjellet i solsystemet. Før romsondenes tid ble det kalt Nix Olympica (Den olympiske snøen) og en mistenkte at det kunne være en høy landform.
 - *Patera* et grunt, sammensatt krater med kanter av varierende høyde, ofte en vulkansk kaldera. Eksempel: Alba Patera.
 - *Planitia* ei jamn lavlandsslette. Eksempel: Hellas Planitia, Argyre Planitia og Utopia Planitia. Som eksempel på hvor vanskelig det var å vurdere høyder fra jorda er det at en mente at Hellas og Argyre var høye platåer. Men i virkeligheten er faktisk Hellas det laveste området på Mars.
 - *Planum* et jamt platå eller ei jamn høyslette. Eksempel: Lunae Planum og Solis Planum.
 - *Rima* revne/sprekk.
 - *Rupes* ei klippe eller en skrent, for eksempel Bosporus Rupes.
 - *Terra* store høyfjellsområder. Eksempel: Terra Sirenum.
 - *Tholus* en ås eller et isolert kuppelforma fjell. Eksempel: Hecates Tholus.
 - *Vallis* en dal, en svingete dal, ofte med sidedaler. Den enorme Valles Marineris er et godt eksempel.
 - *Vastitas* enorme lavlandssletter. Lavlandssletta rundt nordpolen er navnsatt Vastitas Borealis.

De latinske navna kan på norsk uttales som de er skrevet, men hvis en skal følge den klassiske uttalen av latin blir uttalereglene som følger (Latinsk grammatikk av S. Eitrem 1996, sf. pers. komm. Steinar Midtskogen):

'c' uttales alltid som norsk 'k'-lyd.

'ch' uttales som aspirert 'k'.

'k' brukes sjelden, og da bare i begynnelsen av ord foran 'a'.

'i' er også tegnet for konsonanten 'j'.

'q' etterfølges alltid av 'u' og uttales som 'k' fulgt av en lepperunding.

'Qu' regnes som én konsonant, men vanlig norsk skoleuttale er 'kv'.

'x' står for forbindelsen 'ks' og regnes som to konsonanter.

'z' finnes bare i (greske) lånord og uttales som 'ds' (stemt) eller som stemt s. 'Z' regnes som to konsonanter.

'ph' uttales som aspirert 'p', men vanlig norsk skoleuttale er 'f'.

'th' uttales som aspirert 't'.

Mellom vokaler uttales 'i' som 'ii' ('jj'): «eius» uttales «eiius», «maior» som «maiiior», «Pompeius» som «pompeiius».

Kratrene på Mars har navn etter forskere og science fiction-forfattere. Primært er dette forskere som har hatt Mars i fagfeltet sitt, men også andre naturvitenskaplige forskere har fått navna sine plassert på Den røde planeten. Ved å se på marskartet finner en fort navn som *Newton*, *Schiaparelli*, *Darwin*, osv. For science fiction-forfatternes del er det dem som har skrevet historier fra før romsondenes tid med Mars sentralt som har fått krater døpt etter seg. Dette er blant andre *Wells*, *Burroughs* og *Heinlein*.

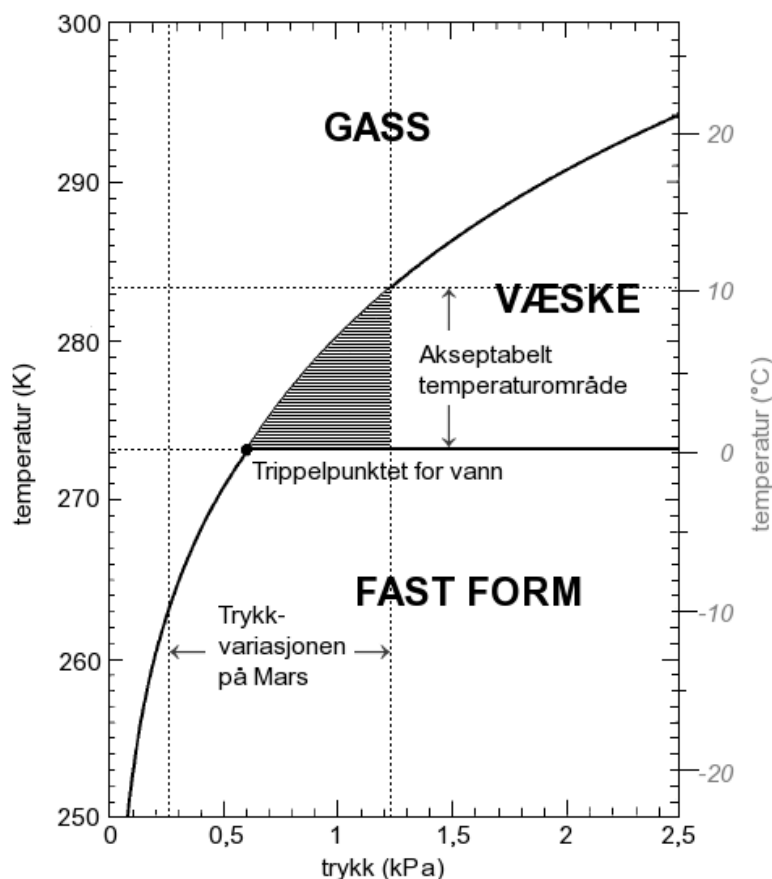
5 Geomorfologiske hovedtrekk

5.1 Klima nå

Atmosfæretrykket er i snitt (på gjennomsnittshøyda på Mars) på 0,61 kilopascal. Dette er interessant nok det samme som trykket for trippelpunktet for vann, se figur 19 (Hartmann 2003:225). Trykket varierer med 20 % gjennom året på grunn av sesongkondensering av karbondioksid på polkappene (Boyce 2002:211). Atmosfæren består for det meste av CO₂, heile 95,32 %. Resten av stoffene er det bare små mengder av: Nitrogen: 2,7 %, Argon: 1,6 %, Oksygen: 0,13 %, CO: 0,07 %, vanndamp; 0,03 % NO: 0,01 %, Neon: 2,5 ppm, Krypton: 300 ppb, Xenon: 80 ppb, Ozon: 30 ppb og metan: 10,5 ppb (Boyce 2002:231, Wikipedia 4).

Gjennomsnittstemperaturen på Mars blir oppgitt fra 210 til 220 K (−63 til

−53 °C) avhengig av hvilke kilder en bruker (Wikipedia 4, Jakosky og Phillips 2001). En tilfeldig dag på Mars ville starte med en temperatur ned mot minus 90 °C før soloppgang og en stigning opp til rundt 25 kuldegrader på ettermiddagen (Hartmann 2003:5). Dette er uansett langt under smeltepunktet for vann, og eventuelle saltvannsblandinger. Temperaturen kan komme opp i over null grader på store områder rundt ekvator på dagtid, men vann ville ikke være stabilt på overflata (Jakosky og Phillips 2001) på grunn av den svært tørre atmosfæren (Haberle mfl. 2001). Av figur 19 ser vi at under noen situasjoner vil vann kunne være flytende på overflata i områder med høyt trykk og høy temperatur. Simuleringer viser at de store lavtliggende områdene mellom ekvator og 30 °N i tillegg til de få lave områdene sør for ekvator (hovedsaklig Hellas Planitia) er områder som kan



Figur 19: Trykk-temperatur-diagram for reint vann tilpassa Mars. Det skraverte området er i det temperatur- og trykkområdet flytende vann kan oppholde seg på Mars i dag. En må merke seg at vannet ville fordampe fort pga. den tørre atmosfæren på Mars. Basert på figur 1 i Haberle mfl. (2001).

oppleve dette noen få dager hvert år. Så høyt trykk som mulig er viktig, og temperaturen må være over null, men ikke mye over null da det ikke er mye som skal til før kokepunktet blir passert. Ved maks trykk en regner med å få på Mars er det bare ti grader fra smeltepunktet til kokepunktet (Haberle mfl. 2001), se figur 19.

5.1.1 Værsystemet på Mars

Boyce (2002 s. 211 til 231) har en oversiktlig beskrivelse av vær- og vindsystemet, og avsnittet som følger er basert på det der ingen andre kilder er nevnt: Vindsystemene på Den røde planeten kan sammenliknes med dem på jorda, med globale sirkulasjonsmønstre, høy- og lavtrykk og stormsentre. Men de store temperaturforskjellene på opp til 50 grader mellom dag og natt skaper atmosfærebølger som følger sola på himmelen. I tillegg har den varierende mengden støv i marsatmosfæren også mye å si fordi en støvete atmosfære absorberer mer sollys. En annen forskjell er at banen til Mars rundt sola er mye mer elliptisk enn den til jorda, og oppvarminga under den nordlige sommeren er veldig forskjellig fra den sørlige sommeren. Den mest ekstreme forskjellen mellom værsystemene til Mars og jorda er støvstormene på Mars. De fleste støvstormene oppstår da Mars er i perihel, det vil si nærmest sola, og det er sommer på den sørlige halvkula. Da skygger støvet for sollyset og lite is i sør sublimerer. Makstemperaturen på sommeren på polkappa i nord er derfor rundt 45 grader høyere enn på polkappa i sør under den sørlige sommeren. Dette kan forklare den store forskjellen i sammensetninga av den nordlige og sørlige polkappa. I utgangspunktet får polområdet i sør 45% mer sollys enn det i nord pga. den forskjellige avstanden fra sola om sommeren. Under den sørlige vinteren er det lite støvstormer, og atmosfæren har dermed lite støv i seg. Det rimet som kondenserer på den sørlige polkappa blir da veldig klart og albedoen blir høyere. Albedoen og støveffekten er da nok til å skape temperaturforskjellen. Mye av marsatmosfæren er med på denne kondensasjonsprosessen, nesten 20 % flytter seg fra pol til pol gjennom året, fordi polene er så nær frysepunktet for karbondioksid. Men tilbake til stormene: de store kan øke atmosfæretemperaturen i nærheten av stormen opp til 15 grader. Etter den svært store globale støvstormen i 1971 som møtte romsonden Mariner 9, skulle det gå nesten 30 år før en ny global storm av samme størrelse skulle bre seg utover planeten. I juni 2001 begynte en stor storm i Hellas Planitia, der den pulserte noen dager før den eksploderte i en enorm storm som økte atmosfæretemperaturen med 30 grader. De fleste skyene på Mars er skyer av fint støv. Men over de høyeste toppene på Mars er det ofte store blåhvite skyer. Disse ble sett tidlig fra jorda, og var grunnen til at Schiaparelli navnsatte den hvite flekken han så «Nix Olympica» (Den olympiske snøen), det fjellet vi kjenner som Olympus Mons i dag (Hartmann 2003:299–305). Disse skyene er vanndamp som kondenserer til iskrystaller på grunn av oreografisk



Figur 20: Et lokalt værfenomen: En liten virvelvind av typen populært kalt «støvdjeveler» passerer kjøretøyet Spirit. Støvdjevelen lager et mørkt spor på bakken etter seg, såvidt synlig på bildet. Bildet er et i en serie på 21 som viser hvordan den ca. 34 meter brede virvelvinden flytter seg nordøstover sletta (mot høyre på bildet) med ei fart på 4,8 m/s. Bildet ble tatt 15. mars 2005. Kilde: NASA 19.

heving av fuktig luft fra lavlandet. Damptrykket til vanndampen i marsatmosfæren er bare på 0,1 pascal, eller omtrent et 10 μm tjukt lag med rim hvis det skulle legge seg på overflata til planeten. Til sammenlikning er vanninnholdet i atmosfæren på jorda omtrent 10 000 ganger større (Jakosky og Phillips 2001). Lokalt på overflata skaper sollyset oppvarming av bakken på dagtid sjøl om lufta i utgangspunktet er kald. Resultatet blir temperaturforskjeller som skaper konveksjon. Sammen med litt vind og oppløfta støv blir det danna små virvelvinder som beveger seg bortover slettene (NASA 20). Marskjøretøyene Spirit og Opportunity har observert flere av disse, se figur 20, og enkelte har også truffet dem med det resultatet at solcellepanelene har blitt blåst reine for støv.

5.2 Klima tidligere

På Mars er baneparametrene det som styrer de store endringene i klima, tilsvarende som på jorda. En må merke seg at hellingsvinkelen til Mars i nåtida ($25,19^\circ$) er langt unna gjennomsnittet på fire milliarder år, $37,62^\circ$. Den er enda lengre unna den mest sannsynlige verdien over det samme tidsrommet, $41,80^\circ$ (Laskar mfl. 2004). Hvis for eksempel hellingsvinkelen en periode skulle være på 45° , noe som ikke har vært uvanlig, lager dette store forandringer i klimaet. (Forget mfl. 2006). Dette skjedde sist for rundt 5,5 millioner år sia, se figur 16. Som en ser på samme figur vil solinnstrålinga på polene øke, som igjen øker sublimeringa av polkappene sommerstid. Denne økte mengden tilgjengelig vann vil kondensere på vestsida av de store fjellene på Tharsis pluss Olympus Mons og Elysium. Der vil denne isen samle seg og ha mulighet til å skape breer (Forget mfl. 2006).

Men hvis en går heilt tilbake til de tidligste tidene, i noachisk tid, tyder overflata på at forholdene var veldig forskjellige fra det de er nå. Jakosky og Phillips (2001) beskriver dette oversiktlig: Forfatterne fortsetter med å konstatere at atmosfæren må ha vært tjukk. Vulkanisme kan ha vært en hjelpende

effekt til å få til det, det store vulkanområdet Tharsis er fra denne tida og har heilt sikkert gitt merkbare mengder karbondioksid og vanndamp til atmosfæren. Vann rant på overflata på den tida, noe som en ser på V-daler fra denne tida. V-daler må nemlig utvikles over lengre tid, ikke ved katastrofeflommer. Erosjonsprosessene kan ha vært på et nivå i nærheten av det svært tørre områder på jorda opplever i dag, eller over 1000 ganger mer effektivt enn det seinere perioder på Mars skulle oppleve. Det er ikke enighet om hvordan temperaturen var på denne tida eller hvilken drivhusgass som var aktiv. Men klimaet må ha vært varmere enn i dag for at vann har skullet kunne oppholde seg på overflata. Jakosky og Phillips (2001) viser også til den store erosjonen av atmosfæren. Sjøl om vulkanisme har tilført gass har nedslag av store meteoritter og småplaneter slått store mengder atmosfære ut i verdensrommet. På denne tida hadde Mars et magnetfelt som bøyde av solvinden. Men i overgangen til hesperisk tid forsvant det, og dermed begynte solvinden å erodere på mars-atmosfæren.

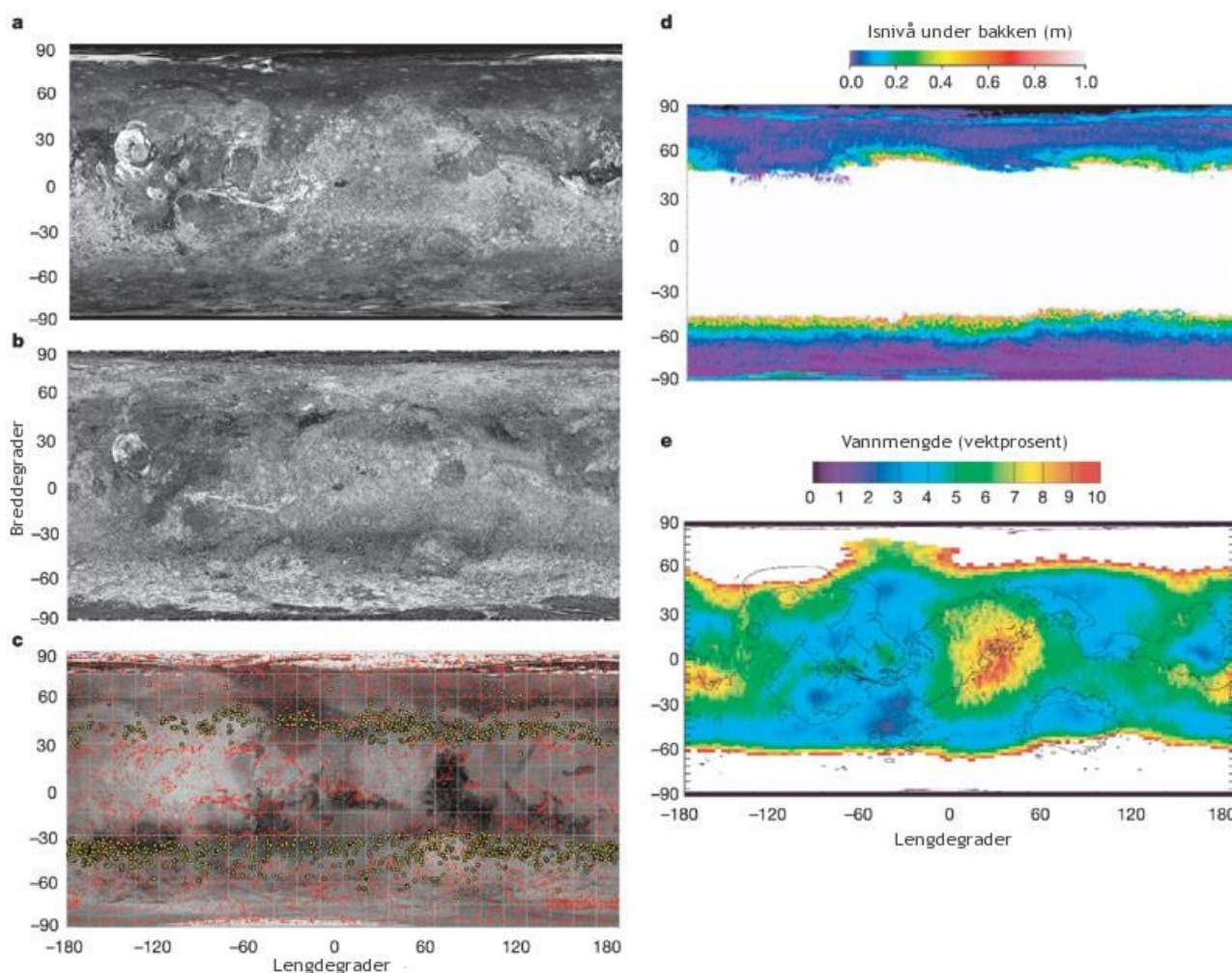
Fjerninga av magnetfeltet og erosjon av atmosfæren passer med overgangen til hesperisk tid (Jakosky og Phillips 2001). Heretter har klimaet blitt kaldere og atmosfæren har blitt tynnere fram til nåtida (Boyce 2002:242).

5.3 Marsianske istider

Små variasjoner i jordbaneparametrene er det som skaper istider på jorda. På same måte ser det ut til at det er tilfelle med Mars, variasjonene i baneparametrene til planeten driver endringer i klimaet på planeten (Head mfl. 2003). Men mens hellingsvinkelen til jorda bare har variert med 22° til $24,5^\circ$ de siste ti millioner åra har den til Mars variert fra $13,578^\circ$ til $46,859^\circ$ over det samme tidsrommet. Eksentrisiteten til jordbanen varierte fra null til 0,06, men den til Mars varierte fra null til 0,12 (Laskar mfl. 2004, Head mfl. 2003). Dette må ha skapt viktige endringer i sesongvariasjonene til karbondioksid, vann og støv (Head mfl. 2003).

Nord og sør for den 30. breddegraden viser MOLA-data at overflata er slettere på kilometersnivå enn for resten av planeten. Grunnen til dette er et lag på noen meters tjukkelse som ligger oppå eldre sedimenter som et teppe. Det ser ut til at dette laget er et relativt nytt støvlag som tidligere hadde en stor andel is i seg og. Opprinnelsen er fra lufta (Head mfl. 2003). Strukturmark opptrer hovedsaklig nord og sør for 35° og spesielt nord og sør for 55° (Mangold 2005, Head mfl. 2003), noe som kan tyde på at det har vært et aktivt lag her i perioder. Andre avsetninger som er eller har vært i bevegelse er ikke uvanlig i samme område (Head mfl. 2003). Instrumentene til Mars Odyssey viser ismengder

på over 50 prosent i nord, noe som fint svarer til modellering som er gjort for stabiliteten av is i bakken (Head mfl. 2003). Se figur 21. Kombinasjonen mellom hvor jamt terrenget er, hvor det tynne teppet med avsetninger er, den høye hydrogenmengden, den modellerte stabiliteten til bakkeisen nær overflata som figur 21 viser gir i følge Head mfl. (2003) drivende bevis for at vanddamp avhengig av klimaet enten har oppholdt seg i regolitten i bakken eller i atmosfæren. Avstanden ned til isen i



Figur 21: Kart som viser viktige forskjeller avhengig av breddegraden på Mars. Sylinderprojeksjon. **a:** Ruheta til overflata sett i kilometerstørrelse (0,6 km basis). Lysere farge viser til en mer ujamn/ru overflate. **b:** Konkav fasong på overflata, også i kilometerskala. Lyse områder viser områdene der det meste av topografien er konkav. **c:** Fordelinga av bilder studiet til Head mfl. 2003 er basert på. Gule prikker viser bilder med terreng som er i oppløsning, røde prikker viser bilder der terrenget ikke er synlig oppløst. Nord og sør for 60° ligger det dekkende teppet som ikke er i oppløsning. Bakgrunnsbildet er bare den generelle albedoen til overflata. **d:** Modellering: Kart over isnivået i bakken for et årlig snitt på 10 μ m atmosfærisk vanddamp som kan komme som nedbør. Isen nær overflata er ustabil et stykke nord og sør for ekvator og stabil mot polene i denne modellen. I mellom er det en overgangssone der isen er ustabil nå, her er blir forvitra tidligere isrike avsetninger observert. Modellen passer bra med observasjoner gjort av Mars Odyssey og MGS. **e:** Data fra Mars Odyssey viser tolka vannmengde i vektprosent. De hvite områda nord og sør for den 60. breddegraden blir tolka som is begravd bare noen få centimeter under overflata. Kilde: Head mfl. (2003).

regolitten i bakken vil da ha variert ettersom Mars har hatt forskjellige baneparametre. Sona fra 30 til 60 grader er da den med med veksling mellom regolitt og atmosfære. I tillegg er det bevis for lagdelte støv-is-avsetninger mot polene som er eroderte i breddeområdet fra 30 til 50 grader. Det at overflata til Mars har mer konkave og uniforme former nord og sør for 60°, og det at det blir mindre og mindre konkave former overtar mer og mer jo lenger mot 30 grader en kommer tyder på erodering av dette teppet mot ekvator. Argumentene til Head mfl. (2003) leder da til den konklusjonen at dette tynne laget/teppet er avsatt fra atmosfæren. Head mfl. (2003) forklarer dette fenomenet på følgende måte: Når hellingsvinkelen til Mars er høy, det vil si over 30 grader, gjør den økte solinnstrålinga på polene at isen lagra der blir frigitt til atmosfæren. Samtidig løfter sterkere vinder enn normalt opp mer støv enn vanlig. Dette blir igjen avsatt sammen med vannet i områda nærmere ekvator. Disse periodene vil vare lenge nok til at noen titalls meter is blir fjerna fra polene og at et vanninnhold på flere meter vil bli avsatt sammen med støv. I perioder da hellingsvinkelen går tilbake mot det den er på nå vil områdene der isen er stabil i bakken krype mot polene igjen. Etter isen i det øverste laget forsvinner vil etter hvert støvet isolere og til slutt stoppe sublimeringa. Nærmest polene vil isen alltid være stabil.

Periodene da denne blandinga av støv- og isavsetninger brer seg mot midtre bredder svarer til det vi ville kalle ei istid på jorda. Figur 16 viser at det ikke er uvanlig med både perioder med høy og perioder med lav hellingsvinkel. Periodene med lav hellingsvinkel har ikke vært lange nok til at alt avsatt under forrige periode med høy hellingsvinkel har blitt erodert vekk. Head mfl. (2003) avslutter da med å introdusere begrepet marsianske istider (glasiale perioder) for de tidene med høy hellingsvinkel og milde perioder på polene. De tidene Mars har hatt lav hellingsvinkel som nå og de siste 300 000 åra er mellomistider (interglasiale perioder). Dette er svært forskjellig fra tilfellet jorda, der det er polkalottene som blir kalde under ei istid.

5.4 Periglasiale former og permafrost

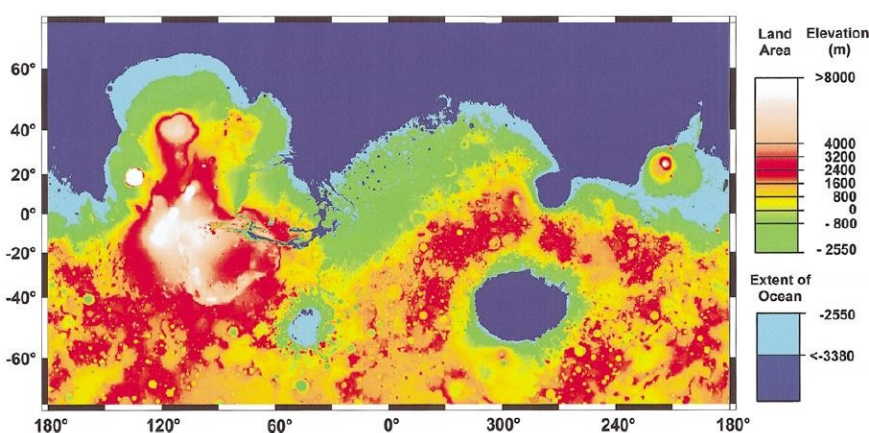
Da MAAT (årgjennomsnittet på lufttemperaturen) på heile planeten er langt under frysepunktet for vann kan Mars sees på som en planet med permafrost over alt (pers. komm. Ole Humlum). Problemet er at mellom 60 °N og 60 °S vil is i bakken opp mot overflata her nåtida være ustabil (Head mfl. 2005). Men i perioder da rotasjonsaksen til Mars har stor hellingsvinkel vil snittemperaturen en sommerdag ligge rundt 15 grader pluss mot minus 20 grader celsius som det er i nåtida. Da vil vi kunne få et aktivt lag som kan gjøre strukturmark mer sannsynlig. I tillegg så gjør den sterke kulda på Mars i nåtida at frostsprekker lettere kan bli danna (Mangold 2005). Derfor er det ikke overraskende å

finne landformer som tilsvarer dem en finner i periglasiale områder på jorda. Men sjøl om landformene på Mars ser like ut som dem på jorda så er det ikke sikkert samme prosesser står bak dem. Derfor er det viktig å samle inn gode data og å forske på disse dataene. Noen eksempler på periglasiale landformer blir gitt i kapittel seks.

5.5 Verdenshav, utvikling/forsvinning

Tidlig i planetens historie kan det ha vært et hav som kan ha dekt opp til en tredel av Mars. Dette havet har da blitt danna på tilsvarende tid som verdenshavene på jorda. Det største havet på Mars lå da på det som i dag er store

lavlandssletter i nord. På grunn av den store mengden H₂O Mars hadde i utgangspunktet og klimaforholda de første milliarder åra er det svært sannsynlig at et urhav har eksistert. (Clifford og Parker 2001). Se figur 22.

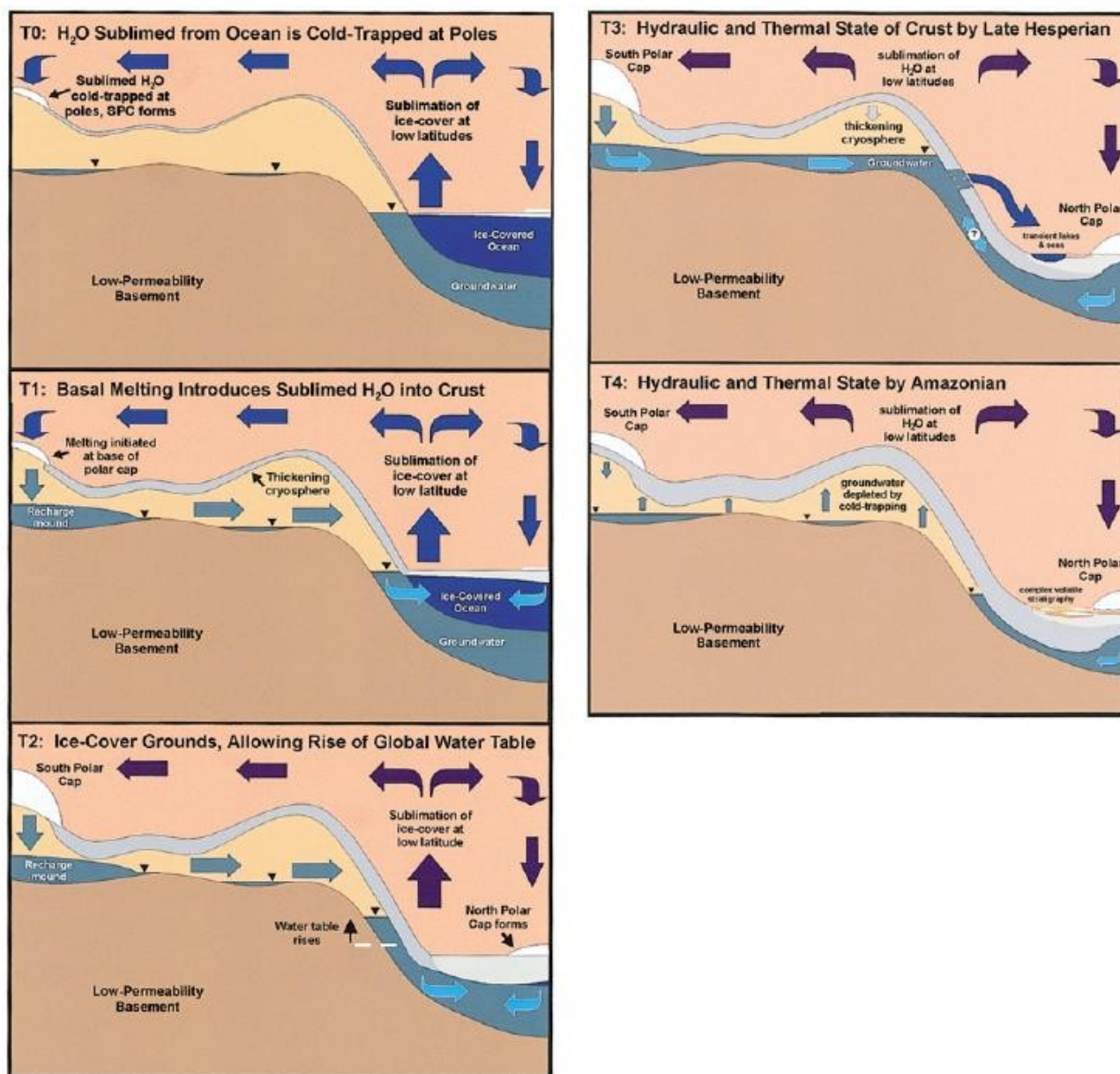


Figur 22: En sylinderprojeksjon av Mars fra 70°N til 70°S. Blåtonene viser den teoretiske minimumsutbredelsen av et urhav i noachisk tid basert på nåtidens topografi (Kilde: Clifford og Parker 2001).

De klimatiske forholda på

Mars i dag tillater ikke stillestående vann å eksistere på overflata lenge nok til å danne et hav og kystlandformer. Mangelen på observasjonerbare karbonatrester i det termiske spekteret til slettene i nord er også negativt for hypotesen om et stort hav i nord. Men de store variasjonene i hellingsvinkelen til planetaksen kan forklare langtidsendringer i klimaet. Da kan det ha vært varme og våte nok forhold på Mars så lenge at det er enda mer sannsynlig at lavlandet i nord kan ha vært dekt av et hav (Webb 2004).

Hvis urhavet på figur 22 eksisterte, hvor har det blitt av? Clifford og Parker (2001) foreslår en trinnvis utvikling vist i figur 23. I tidlig noachisk tid må alt tilgjengelig vann ha vært samla i bassengene. Hvis en regner med at det var et varmt klima på den tida lager dette ingen problemer. Var klimaet mer likt det det er i dag må nødvendigvis noe av vannet ha vært bundet i kryosfæren. Fra volumet på de store kanalene erodert i hesperisk tid mener Clifford og Parker (2001) at planeten i utgangspunktet hadde omtrent 550–1400 m vann tilgjengelig (alle talla gir havdypet hvis vannet var

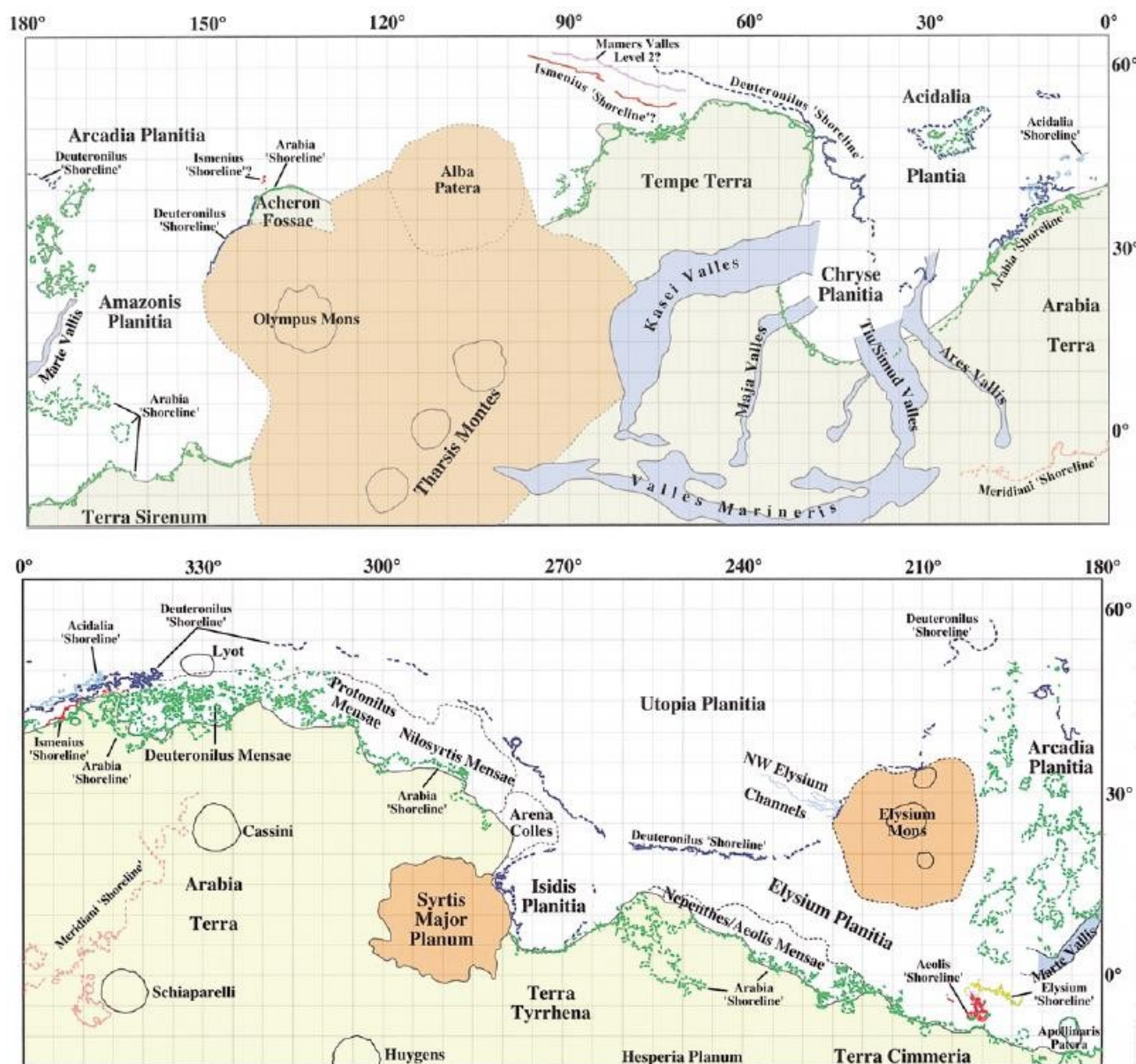


Figur 23: Et forslag på hvordan utviklinga av vannet på Mars kan ha vært fra sein noachisk tid (T0) til tidlig amazonisk (T4). T0 viser hvordan islaget på havet sublimerer på lave bredder og kondenserer på polene. Den sørlige polisen (SPC) blir dannet. Etter hvert som denne prosessen fortsetter blir den sørlige polisen så tjukk at det skjer smelting ved bunnen som gir vann til den globale akviferen (T1). I nord vil det ikke dannes polis før havet er bunnfrosset i tidlig til midthesperisk tid. Kryosfærens vekst sammen med grunnvann fra basalsmelting av polis gjør at grunnvannsspeilet vokser over likevektsnivået (T2). I seinhesperisk tid har det globale grunnvannsspeilet nådd maksimum ved T3. Ved dette tidspunktet vil mengden vann som fryser inn i kryosfæren for første gang overstige mengden smeltevann fra undersida av polkalottene. I tidlig amazonisk tid vil denne prosessen ha redusert mengden grunnvann og høyda til grunnvannsspeilet (T4). Dette teorien passer med den minkende utstrømningsaktiviteten i de eroderte kanalene og den minkende høyda til kildeområdene i denne epoken (Clifford og Parker 2001).

jamnt fordelt over heile planeten). Varmefluksen fra det indre av planeten var på denne tida så stor at ved et kaldt klima kunne maks rundt 85–170 meter vann være bundet opp i kryosfæren. Etter hvert ville dette havet fryse (om utgangsklimaet var varmt eller som nå vil kun føre til en liten variasjon i hvor fort havet fryser). Da er vi i slutten av den noachiske tidsperioden, T0 på figur 23. Det isdekte havet sublimerer og kondenserer på polene. Under havet er det naturlig nok grunnvann. Da blir grunnen under islaget isolert fra lufta, og temperaturen stiger over trykksmeltepunktet. Da er vi ved T1 på figur 23, og ettersom mer is blir avsatt på sørpolen smelter mer is under sørpolen og går inn i grunnvannet. Mengden grunnvann øker og vil etter hvert strømme nordover og ut i grunnvannet under havet, og deretter ut i havet. Is kondensert på havisen over nordpolen kan ikke lage en polkalott da den flytende isen ikke er stiv nok til å tillate oppbygging av et tjukt islag. Kondenseringa fordeler seg derfor utover isen, og gjør at isen smelter i bunnen og frigjør like mye vann tilbake til havet. Havet vil bunnfryse, og det kan avhengig av det originale djupet av havet og varmestrømmen fra planetens indre ta så lang tid som noe rundt en milliard år. T2 på figur 23 viser det, og da isen heilt i nord plutselig kan bære ei vekt vil ei nordlig iskappe bli danna. Men nå vil ikke grunnvannet lenger ha et naturlig avløp under havet, mens stadig like mye vann blir introdusert i grunnvannssystemet. Se T2 på figur 23. Dermed vil grunnvannsspeilet bli sakte men sikkert høyere, og likevekta i systemet er borte. Hvis grunnvannsspeilet økte fort ville den foreløpig unge nordlige polarkalotten bli ustabil og vann ville trenge seg ut på slettene rundt tilsvarende et jökulhlaup. Et konsekvens ville være at størrelsen på den nordlige polkalotten ville begrense økninga i grunnvannsspeilet. Men med en sein økning av grunnvannet ville polkalotten i nord rekke å vokse seg stor nok til å holde på trykket. Dette vil bare utgjøre ei endring i tida det tar for grunnvannet å vokse, resultatet blir det samme. Deretter vil trykket til grunnvannet øke ettersom grunnvannsspeilet stiger. Til slutt vil grunnvannet bryte seg gjennom kryosfæren og strømme nordover. Dette skjedde mest sannsynlig i seinhesperisk tid, se T3 på figur 23. Utbruddet kan ha blitt satt i gang av forkastningene og riftinga som skjedde i samband med danninga av Tharsisplatået og Valles Marineris. Andre prosesser som en kan tenke kan utløse dette er meteorittnedslag, lokal vulkanisme, store jordskjelv og oppløsning av gasshydrater. Hvis ikke andre geologiske prosesser har hjulpet til har trykket i seg sjøl kunnet vært stort nok til å bryte i gjennom den frosne grunnen. Alderen og utgangshøyda på de store kanalene som ender ut i Chryse Planitia passer godt med dette trinnet i teorien. Katastrofefloommen vil ha endt opp på slettene i nord, der et nytt mindre hav ville opptre en periode. Katastrofefloommen vil minke rask i størrelse ettersom grunnvannsreservoaret tømmes. Der vannet brøyt ut vil kryosfæren refryse og stenge resten av grunnvannet inne. Dermed vil grunnvannsspeilet være mye lavere i amazonisk tid (T3 på figur 23) og eventuell resterende utslipp av grunnvann gjennom kryosfæren vil være svært redusert i forhold til tidligere tider. Kildeområder til kanalene erodert i amazonisk tid ligger typisk et par kilometer lavere

enn kildene til kanalene erodert i hesperisk tid. En annen forskjell som også støtter teorien er det høye tallet på kanaler danna i hesperisk tid, og det mye lavere tallet kanaler danna i amazonisk tid (Clifford og Parker 2001).

Carr og Head (2003) mener at på grunn av høyere geologisk aktivitet og store geologiske hendelser i noachisk tid vil det være vanskelig å kunne bevise at det har vært et stort urhav fordi svake spor som



Figur 24: Cylinderprojeksjon av Mars fra 65°N til 15°S fra Clifford og Parker (2001). Et forenkla kart over den nordlige halvkula viser hvor forfatterne foreslår at landformer som ser ut som strandlinjer viser utstrekningen til et foreslått nordlig hav. Carr og Head (2003) støtter kun den foreslåtte blåmarkerte strandlinja markert som Deuteronilus. Kun heile linjer er basert på gode data. Webb (2004) har sett nærmere på de foreslåtte strandlinjene nord for Arabia Terra.

strandlinjer og andre kontaktersjonsformer vil være borte. Ting som i følge forfatterne det heller bør sees etter må være å se på om geologien på overflata viser spor av vann, bruke radarinstrumenter for å få en tredimensjonal stratigrafi med eventuelle undergrunnsmagasiner av vann, eller lag av vann. I tillegg må termiske- og multispektralinstrumenter brukes for å få nye data om overflata. Men det viktigste vil nok være å kunne returnere prøver fra noen utvalgte steder til jorda der de kan studeres for å teste hypotesene.

Det mindre havet/de mindre sjøene etter noachisk tid ville delvis fylt Vastitas Borealis, Arcadia Planitia, Acidalia Planitia, Amazoniz Planitia og Utopia Planitia, de store lavlandsslettene i nord. Disse er fem kilometer lavere i høyde enn høylandet i sør. Skorpa i området er tynn og hvert sletteområde har internt liten eller svært liten høydeforskjell. Tallet på krater på overflata tyder på at alderen på slettene er overhesperisk eller yngre. Men rester av et underliggende landskap som er synlig i MOLA-data og MOC-bilder har et kratertall som tyder på noachisk alder. Dette kan sees på som et slags grunnfjell. De yngre laga over den noachiske overflata er null til fem kilometer tjukke. Dette er «åsete» sletter som en regner med er vulkanske av opprinnelse. Tegn på det er de langstrakte åsene som er tilsvarende områdene rundt vulkanene lenger sør. I tillegg viser bilder tatt av MOC over det flateste området (Amazonis Planitia) lavastrømmer. Da flere store kanalsystemer ender ut her er det sannsynlig at fluviale avsetninger er blanda med vulkanske lag i lagpakka i dette området. Alderen er underhesperisk. Lengst mot nord ligger det et separat lag på toppen som blir kalt Vastitas Borealis-formasjonen. Dette laget er rundt 100 meter tjukt, og er markert med en uryddig overflate med for eksempel polygoner. I tillegg er det noen steder, avhengig av nordlig bredde, et tynt dekkende lag over Vastitas Borealis-formasjonen som kan være eolisk. Laget består mest sannsynlig av is og støv (Carr og Head 2003).

Clifford og Parker (2001) foreslår flere serier med strandlinjer med forskjellig alder, se figur 24. To år seinere, i artikkelen Carr og Head (2003), blir det brukt nye data til å redusere antall mulige strandlinjer betydelig. Forfatterne mener også at det vil bli vanskelig å finne ut om det har vært et stort verdenshav på Mars i noachisk tid på grunn av den store geologiske aktiviteten i ettertid. Webb (2004) ser derimot på et område der høyoppløselige data er tilgjengelige og får resultater som støtter flere strandlinjer enn de Carr og Head (2003) står igjen med.

Ved sida strandlinjer kan andre landformer brukes til å gi indikasjoner på at store områder i nord tidligere var dekt av vann. Fordi Vastitas Borealis-formasjonen er plassert der de store eroderte kanalene ligger tyder det på at den består av materiale avsatt av de store flommene som har lagd de samme kanalene. Alderen på mange av kanalene og Vastitas Borealis-formasjonen er tilsvarende,

derfor kan de koples. I tillegg er volumet på kanalene beregna til å være $4 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ og volumet til avsetningene på $3 \cdot 10^6 \text{ km}^3$. Avsettinga har da skjedd ved at havet danna av de store flommene har frosset og deretter sublimert vekk (Carr og Head 2003).

Disse hava vil som tidligere beskrevet ha blitt nedkjølt etter hvert og mange steder frosset til is. Mars var vulkansk aktiv tidligere, og hvis flytende eller frosne hav var til stede ville utbrudd under is og vann få en spesiell karakteristikk, såkalte subglasiale vulkaner under is og undersjøiske vulkaner på havbunnen. Disse har fellestrekk. Flere formasjoner som kan minne sterkt om hyaloklastiske rygger fins blant annet i Utopia Planitia-bassenget. En bieffekt ved subglasiale vulkanutbrudd er at de ved å smelte enorme mengder is kan skape såkalte jökulhlaup, store plutselige katastrofeflommer. Dette kan forklare noen av formene funnet i Valles Marineris (Chapman 2003).

6 Eksempler på landformene på Mars

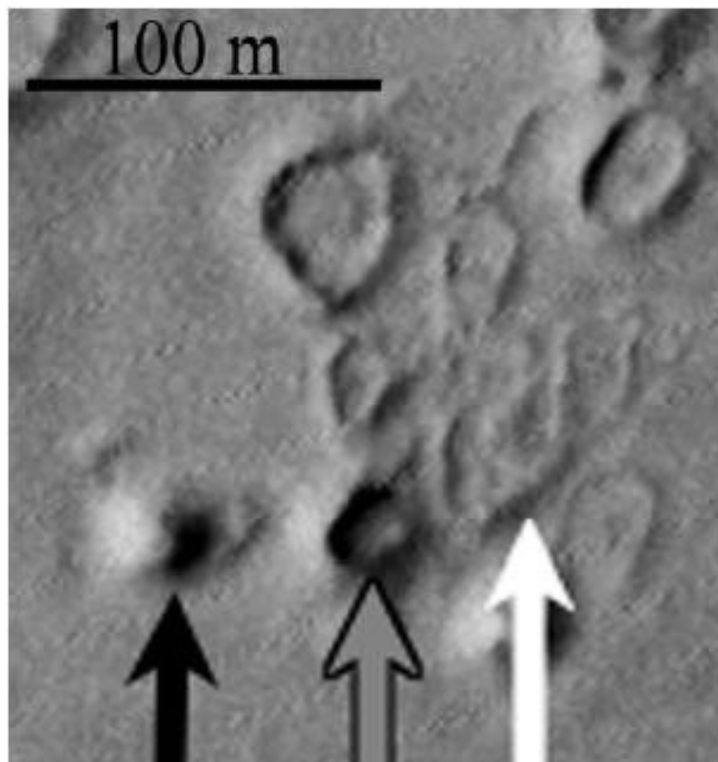
Før vi fikk nærbilder av Mars var det bare løse spekulasjoner om hvordan landformene på planeten ville se ut. Men ved hjelp av romsondene har vi fått enorme mengder data å jobbe med, og vi kan for første gang sammenlikne landformene på jorda med dem på en annen planet.

6.1 Pingoer

Pingoer er små hauger som kan opptre i områder med permafrost. De er oppdelt i to typer, åpen (også kalt grønlandstypen eller den hydrauliske typen) og lukka (også kjent som mackenziedeltatypen eller den hydrostatiske typen) (Soare mfl. 2005, Williams og Smith 1989:150). De åpne er som oftest plassert nedafor en bakke der grunnvann flyter under permafrosten, og dette fører til høyt grunnvannstrykk der den åpne pingoen dannes. Danninga skjer pga. av en prosess der islinser dannes i permafrosten og volumutvidelsen fører til at bakken hever seg rundt sentrum av islinsedanninga. Grunnen til

islinsedanning kan være eksisterende eller nydanna sprekker i permafrosten som lar vann under trykk komme opp gjennom permafrostlaget. Den lukka typen opptrer i lavereliggende områder i det som har vært

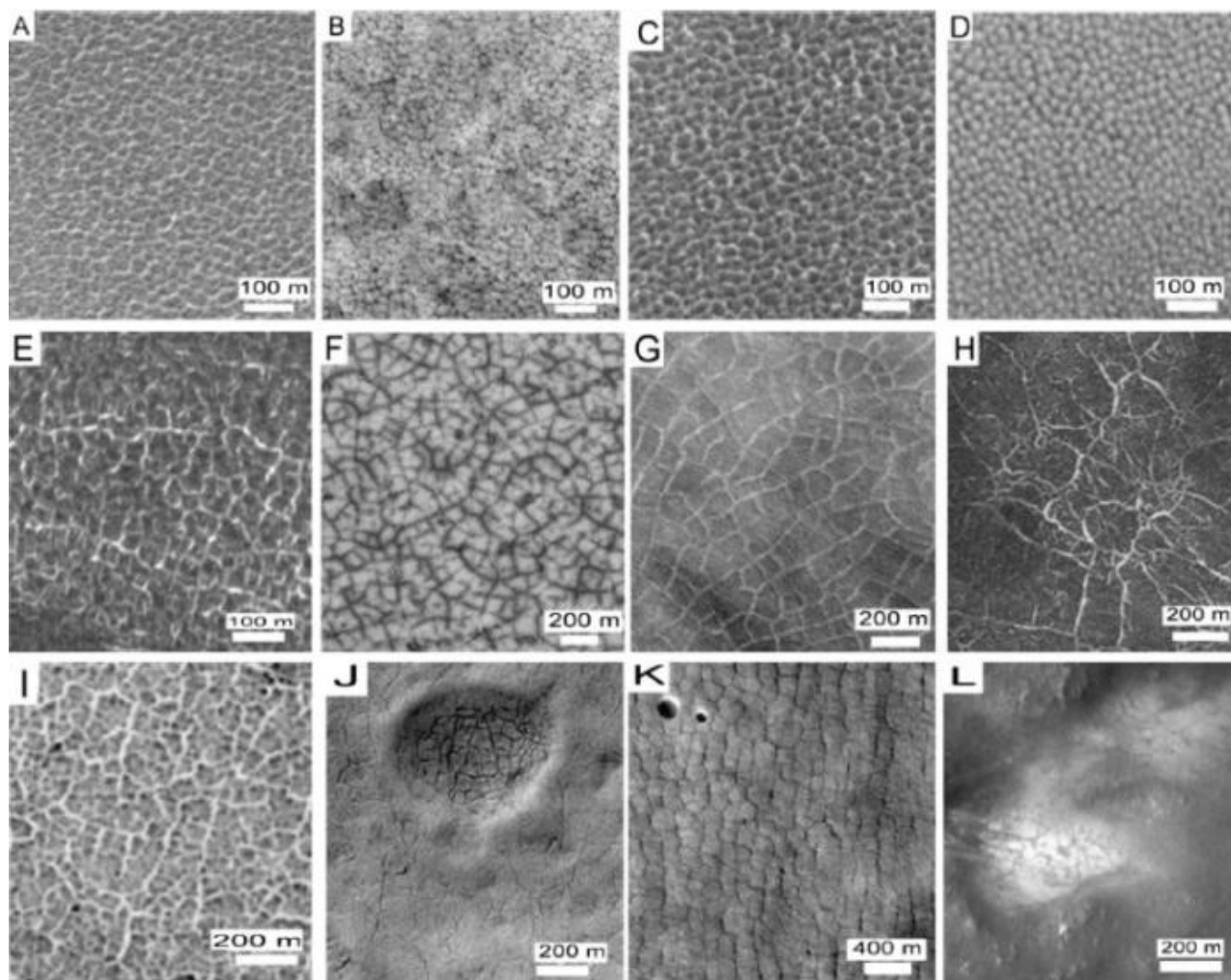
innsjøer og dammer som av forskjellige grunner har tørka ut. De dannes på samme måte som de åpne, men utgangspunktet her er at de vannmetta sedimentene i den gamle innsjøbunnen med permafrost rundt sakte men sikkert blir til permafrost. Da vil ofte grunnvannstrykket i den stadig mindre lomma med flytende grunnvann øke gjøre at permafrosten over vil sprekke opp og vann vil strømme opp og fryse til islinser på samme måte som i den åpne pingoen og dermed lage en haug (Williams og Smith 1989:150–151). Størrelsen på begge typer kan variere fra 30 til 600 meter i diameter og tre til 70 meter i høyde (Soare mfl. 2005).



Figur 25: MOC-bilde av noen små formasjoner i Athabasca Valles (ca. 10 °N, 204 °V) som kan være marsianske pingoer i forskjellige utviklingstrinn. Den svarte pila peker på en rund haug, den grå på en ikke så rund haug med ei forsenking på toppen og den hvite på en flattere og mer avlang/urund formasjon (Burr mfl. 2005).

På MOC-bilder med oppløsning på fem meter per piksel eller mindre er det enkelte steder observert små, runde hauger som i størrelse og utseende minner mistenkelig om pingoer. Fra 55° nordlig og sørlig bredde og mot polene er det vanlig med strukturmark på Mars (Mangold 2005). I et 17 kilometer stort krater i nordvestre Utopia Planitia er fins det noen av disse formasjonene. Nokså runde hauger på ca 25–50 meter i diameter ligger i et lavt område sentralt i krateret. Hvis vann har vært til stede i krateret og deretter sakte forsvunnet via fordamping, sublimering eller vanlig avløp vil forholdene ligge til rette for danning av lukka pingoer. De lavtliggende områdene vil være de siste der permafrosten tar tak. På områder med lukka pingoer på jorda er det i tilsvarende lave områder de aller fleste pingoene er plassert (Soare mfl. 2005).

Athabasca Valles er et kanalsystem i nærheten av ekvator. Her passerte en katastrofeflom seint i amazonisk tid. Flommen kom fra Cerberus Fossae og la muligvis igjen avsetninger som etter flommen var metta av vann og deretter vil ha frosset. På disse foreslåtte sedimentene er det omtrent 250 runde hauger og lave kantete former (se figur 25). Disse formasjonene varierer i størrelse fra ca 15 m til 128 m. Høyda er beregna til å variere fra 1,5 m på de lave formene til 24 m på den høyeste haugen (Burr mfl. 2005). Disse varierende formasjonene ser ut til å tilsvare pingoer i forskjellig utviklingstrinn på jorda. Diameteren på dem på Mars er ikke forskjellig fra dem på jorda, høyda er også tilsvarende på jorda. Den typen former som det eksempelet den svarte pila på figur 25 viser er her tolka som en standard pingo. Den grå pila peker mot det en tror er en pingo i ferd med å kollapse og den hvite peker mot rester/arr av en tidligere pingo. De haugene som ikke er kollapsa i området er runde, og resten av formasjonene er mer avlange og uregelmessige. De er delvis kollapsa eller heilt kollapsa så bare en kant står igjen og markerer det opprinnelige utseendet. Spesielt er de formene som er heilt kollapsa veldig uregelmessige. Grunnen til det er at pingoer med uregelmessig utseende utvikler seg raskest. I et område der alle pingoene ble satt i gang på samme tidspunkt vil derfor de uregelmessige pingoene raskere bli ferdig utvikla og deretter starte å falle sammen. 90% av de formene som en mener er pingoer i området i Athabasca Valles er uregelmessige og lavere en de runde haugene, og kan tyde på at det periglasiale miljøet her er på veg til å forsvinne. Grunnen til det kan være at grunnvannet/isen i bakken er i ferd med å fordampe/sublimere vekk. En annen mulig teori kan også forklare formasjonene i dette området. Det er dødislandskap, smeltende isblokker/islag i sedimentene, og flere undersøkelser må til for å avgjøre spørsmålet (Burr mfl. 2005). Men noen hauger i polygonområder tyder på at polygonene og haugene er danna på samme grunnlag, vannmetta sedimenter som har resultert i iskilepolygoner og lukka pingoer. Dette gjør pingoteorien sterkere (Mangold 2005).



Figur 26: MOC-bilder av forskjellige typer strukturmark på Mars. A: Ensarta små polygoner uten tydelige sprekker (66 °S, 177 °V). B: Regelmessige sekskanta mønster (63 °S, 275 °V). C: Tilsvarende former som A, på den nordlige halvkula (61 °N, 2,9 °V). D: Haugete landskap (51 °S, 230 °V). E: Små sprekker som er synlige på grunn av CO₂-is innvendig (69 °S, 99 °V). F: Rette sprekker i nærheten av den sørlige polkappa (85 °S, 104 °V). G: Noe som likner på iskilepolygoner på bunnen av et krater. Bildet er et utsnitt av krateret som er 20 kilometer i diameter (65 °N, 293 °V). H: S sammensatte nettverk av sprekker som skaper polygoner av varierende størrelse (68 °S, 348,7 °V). I: Polygoner av blanda størrelse med fraktalaktig geometri (74 °S, 99 °V). J: Sprekker etter CO₂-is som har forsvunnet heilt (70 °S, 271 °V). K: 300 meter store polygoner på Utopia Planitia (44 °N, 272 °V). L: Polygoner i lyse områder i ei forsenking i ekvatorområdet ved Schiaparellibassenget (5 °S, 341 °V). Legg merke til at skalaene på hver enkelt figur er forskjellig. Alle bildene hadde i utgangspunktet ei oppløsning på seks meter per piksel. Kilde: Mangold (2005).

6.2 Polygonmark

Strukturmark på jorda blir som oftest dannet på grunn av fryse-tine-sekvenser og/eller termisk sammentrekking av is i bakken (French 1996, sf. Mangold 2005). I tillegg kan liknende mønster oppstå som tørkesprekker på grunn av uttørking av fuktige sedimenter og/eller avlastning av tektonisk

strekk. Typiske landformer som på jorda er skapt av frys-tin-sekvenser er sorterte former av typen striper/polygoner/sirkler/nett eller haugete landskap. Disse formene har sammenheng med overgangen vann gjør fra flytende til fast form. Den andre typen strukturmark på jorda er polygoner som blir skapt av at is i bakken krymper vinterstid. Denne prosessen blir forsterka av vann som renner ned i sprekkene og fryser. Dette skaper iskilepolygoner. Formene på figur 26G og 26F har et utseende som likner veldig på jordiske iskilepolygoner (Mangold 2005).

Det er fotografert mange polygonområder fra satellittene i bane rundt Mars, de er svært vanlige på midtre og høye bredder i tillegg til i bassenget Utopia Planitia. Noen polygoner er opp til 20 kilometer i diameter. En regner marsianske polygoner som store hvis de er over rundt 250 meter i diameter og små hvis de er mindre 250 m. Sjøl om en regner med den mindre tyngdekrafta på Mars er de på over 250 meter i diameter for store til å kunne ha blitt danna av oppsprekking på grunn av frostkrymping. Alternative teorier for de store er da at de er danna på grunn av uttørking av fuktige sedimenter, på grunn av tektoniske trykkavlastinger etter fjerning av vann- og/eller ismengder i områder som Utopiabassenget, eller at det er nedkjøling av lavastrømmer. I midtre til høye bredder på Mars er mindre områder av polygonmark observert i lavlandsområder her (Soare mfl. 2005).

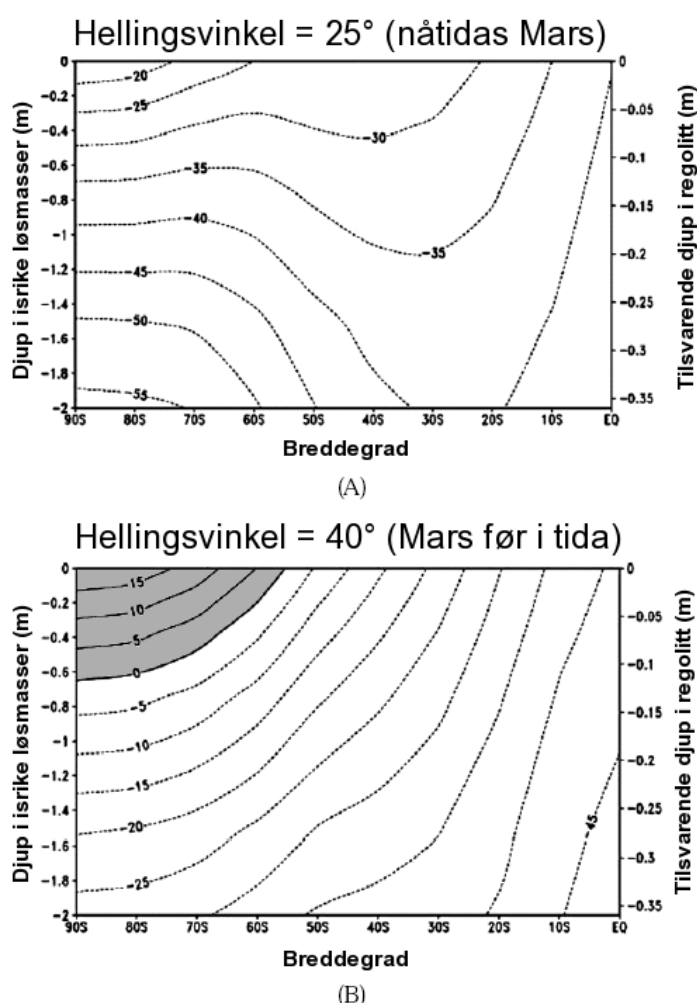
Polygonmarka på Mars er varierende i både utseende og geometri. Den typen det er bilde av på figur 26A og 26C er vanlig på både den nordlige og sørlige halvkula på Mars. De har regelmessig avstand til hverandre og mangler rette kanter. Polygonene på figur 26B er ca. 25 meter i diameter, er veldig regelmessige og mer sekskanta. Disse er også mørkere enn dem på 26A og 26C. Grunnen til de lyse polygonsprekkene kan være CO₂-frost i sprekkene mellom polygonene. De mørke polygonsprekkene kan være mørke på grunn av forskjellig refleksjon i materialet eller skygger på grunn av at sprekkene er grøfter. På 26D er det skygger som lager de mørke overgangene på grunn av det haugete landskapet. På figur 26E, 26G, 26H og 26L er nettverket av sprekker tydeliggjort av tørrisfrost som tyder på at grøfter skiller polygonene. Figur 26J viser tilsvarende sprekker, men her har tørrisen fordampa på grunn av at bildet er tatt i en annen årstid, og det er skygger som gjør mønsteret tydelig. Figur 26F er fra området rundt den sørlige polkappa. Her er det usikkert hvorfor sprekkene er mørke, men svaret kan være at tjukkelsen på isen over grøftene mellom polygonene kan variere gjennom året. I Utopiabassenget som ligger rundt 40 °N er det områder med regelmessige polygoner som eksempelet på figur 26K. Disse er vanligvis dobbelt så store som polygonene på høyere bredder. Figur 26L viser polygoner ved ekvator, i dette beltet er det svært sjeldent med polygonmark, og de få områdene som eksisterer har en annen struktur enn dem langt nord og langt sør. Ingen av formene på figur 26 ser ut til å ha noe med tørkesprekker å gjøre, bortsett fra muligvis 26L som viser sprekker i ei lys forsenking som kanskje kan være gamle sjøbunnavsetninger. MOC har også tatt bilder av noen

områder med polygoner som går over til striper fordi overflata begynner å helle litt. Dette skjer også på jorda. Resultater fra Mars Odyssey viser at det er is i bakken i områdene der polygonmarka er utbredt. Disse resultatene viser også at denne isen er på grunt djup, mindre enn en meter. Dermed må polygonene ha sammenheng med at det er is i sedimentene de er danna på (Mangold 2005). Teorien med en strukturgeologisk forklaring er sannsynlig for de litt store polygonene i vestre Utopia Planitia, der mange av sprekke systematisk følger ekvidistanselinjer (Yoshikawa 2003).

Mangold (2005) konkluderer blant annet:

Strukturmark kan deles opp i ti varianter.

Fem av dem ligger mellom 55 og 75 breddegrader både i nor og sør. Disse er mest sannsynlig danna av temperaturforandringssprosesser, eventuelt tining. Resten ligger fra 55 og til polkappene. Polygonene på Mars er som oftest større enn dem på jorda, opp til fem ganger så store. Jamnstore polygoner som er 50–200 meter store og som ligger i krater likner iskilepolygoner på jorda. Nettverk med varierende størrelse og store sprekker fins langt sør, og er sannsynligvis danna på grunn av termisk krymping. Store og jamnstore polygoner (på 50–300 m) ligger rundt polkappa i sør, med sprekker som er i de isrike avsetningene under den gjenværende CO₂-kappa. Disse kan være danna av at karbondioksid har lagt seg over og oppsprekking av vannisen under. Små polygoner og hauger (15–40 m) er i flertall. Termisk sammentrekking og utviding på grunn av uttørkinga av topplaget kan være grunnen til at de blir danna. Flere landformer som små mønster, store ensarta polygoner i krater, striper og solifluksjon kan ha sammenheng med



Figur 27: Gjennomsnittlig døgntemperatur på bakken ved to forskjellige aksehelling. A: Nåtidens hellingsvinkel tillater ikke temperaturer i nærheten av null grader i bakken. B: De gangene hellingsvinkelen har vært på 40° vil det, hvis det er løsmasser med mye is, bli temperaturer over smeltepunktet i noen titalls centimeter under bakken. Dette er markert med grå skraver i grafen. Kilde: Mangold (2005).

danninga av former danna av prosesser som krever frys-tin-sekvenser under tidligere perioder med hellingvinkel på 35 grader eller mer. Lokale forhold kan ha forsterka effekten. All strukturmark på Mars er under 10 millioner år gamle, og er dermed svært unge. Men de ble ikke danna samtidig. De nyeste er mest sannsynlig de som ligger rundt polkappa i sør.

Videre forskning for å styrke teoriene er viktig etter hvert som nye data fra romsondene blir tilgjengelige.

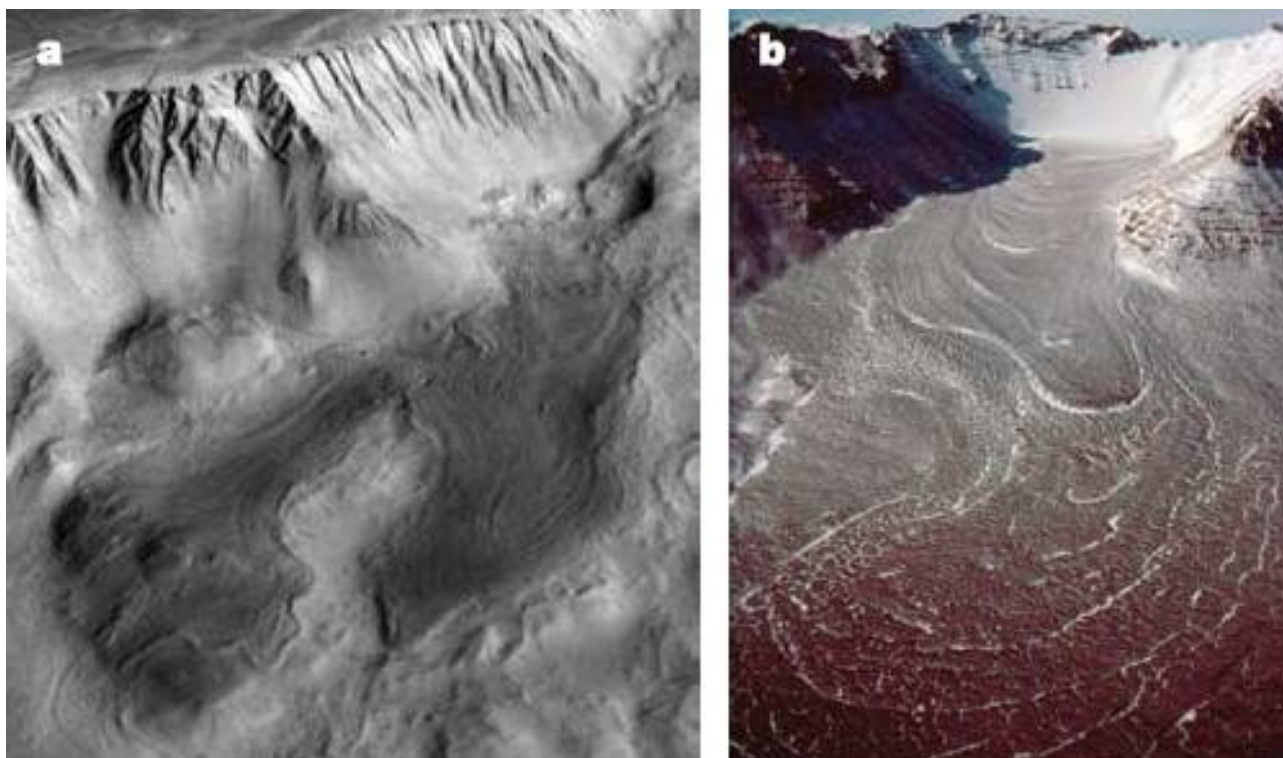
6.3 Solifluksjon

Solifluksjon på jorda skjer i permafrostområder når det aktive laget i slake skråninger begynner å krype nedover skråningene. Ofte er mye porevann i det aktive laget grunnen til dette. Enkelte MOC-bilder viser tilsvarende former på Mars. Disse formene er ca. en meter tjukke, noen hundre meter lange og ligger i ei helling på ni grader. Dette er innafor variasjonene til solifluksjoner på jorda. Sia disse formene på bildene bare er på hellinger kan ikke vindavsetninger være en alternativ forklaring. I dag kan ikke overflata på Mars tine på sommeren, så solifluksjonen er ikke aktiv. Men hvis hellingsvinkelen hadde vært på 40°, som den har vært i tidligere tider, ville overflata tine på sommeren nord og sør for den 55. nordlige/sørlige breddegraden. Se figur 27. Dermed hadde det vært godkjente forhold for å danne et aktivt lag som solifluksjonsprosesser kunne jobbe med (Mangold 2005).

6.4 Steinbreer

På jorda er steinbreer en landform i områder med permafrost. De forekommer typisk ved foten av bratte fjell, der det er god tilgang på ras og/eller forvittringsmateriale, og er mest vanlige i områder med kontinuerlig permafrost. Den mest vanlige hovedinndelinga er avhengig om kildematerialet til steinbreen kommer fra (via) isbreer eller rett fra rasmateriale: brederivert og talusderivert (Humlum 2000). På jorda blir ismengden internt i steinbreen fornya av nedbør (inkludert snøras) og steinmengden med ras for talustypen. Den brederiverte typen kan få is og steinmateriale fra den breen den kommer fra, men for at den ikke bare skal være en iskjernemorene må den bevege seg uavhengig av breen. Den kan også bli kutta av fra breen og fortsette deformasjonen (Whalley og Azizi 2003). Steinbreer er et svært effektivt transportmiddel for forvittra løsmateriale i områder med kaldt klima og store høydeforskjeller i terrenget (Humlum 2000).

På Mars har det blitt funnet en del former som kan minne om steinbreer av begge typer. I tillegg er det overgangsformer mot iskjernemorener. På grunn av begrensa data er det ikke så lett å bestemme



Figur 28: En steinbre ved foten av skrenten rundt Olympus Mons (138 °V, 18 °N). **a**: Sørvestlig perspektiv mot den seks km høye skrenten. Legg merke til lobene som går omtrent 20–25 kilometer fra fjellveggen med alkover (nedover mot venstre fra høyre side i midten). HRSC-bilde fra Mars Express. **b**: Til sammenlikning, den øvre delen av en steinbre som kommer fra en botn i Mullinsdalen i De tørre dalene i Antarktis (på jorda). Foto av **b**: David Marchant.

Kilde: Head mfl. 2005.

om er steinbreer, iskjernemorener eller andre isrelaterte fenomener (Whalley og Azizi 2003). Begrepet debrisflater blir ofte brukt som et fellesbegrep på landformer som er beveger seg på grunn av deformasjon av is på Mars (Mangold og Allemand 2001). Men noen steder er en relativt sikre på at en kan tolke disse debrisflatene som steinbreer. Dette er bl.a. på vestsida av Arsia Mons (Head og Marchant 2003), i Candor Chasma (Whalley og Azizi 2003), i Hellas Planitia (Degenhardt og Giardino 2003), i Ganges Chasma i Valles Marineris (Bulmer og Zimmerman 2005) og ved Olympus Mons (Head mfl. 2005).

Steinbreene ved Olympus Mons (se figur 28) er bare noen få millioner år gamle, men er ikke aktive lenger. De er noen titalls kilometer lange, og går over eldre piedmontbreer i området. Kilden til isen som er eller har vært i steinbreen er snø (som ikke blir akkumulert i området her i nåtida) (Head mfl. 2005).

6.5 Isbreer

Noen steder er det heilt tydelig at andre prosesser står for erosjon og flytting på materiale. Head og Marchant 2003 tar for seg noen landformer på vestsida av vulkanen Arsia Mons: Arsia Mons er en av de tre store skjoldvulkanene på Tharsis, et stort høydedrag. Tharsis har vært et enormt senter for vulkanisme og tektonikk i nesten heile Mars' levetid. Alle fjella her består av vulkanske avsetninger, men de har en uvanlig vifteforma avsetning i vest alle sammen. Arsia Mons er et godt eksempel. Det er tre typer avsetninger.

1. Ytterst ligger det ei bred avsetning karakterisert av mange åsrygger. Disse ryggene ligger med noen hundre meter til flere kilometers mellomrom og er titalls kilometer lange. De går over topografiske barrierer uten noen synlig påvirkning.
2. En haugete avsetning danner et stort område med et kaotisk landskap som er karakterisert med avrunda kilometerstore høyder. Noen av disse høydene danner rekker som er parallelle eller subparallelle med åsryggene i avsetning nummer en.
3. En jamn avsetning inneholder kurva linjer og diffuse flikete grenser. Dette området ser ut til å ligge over deler av område to.

Forfatterne skriver videre at mange hypoteser har vært framsatt gjennom åra på hvilke prosesser som er ansvarlige for disse formene. Sannsynlige muligheter har vært en eller flere av følgende: laharer, debrisras, jord-/steinras, pyroklastiske strømmer og/eller resultater av en isfronts framrykking og tilbaketrekking.

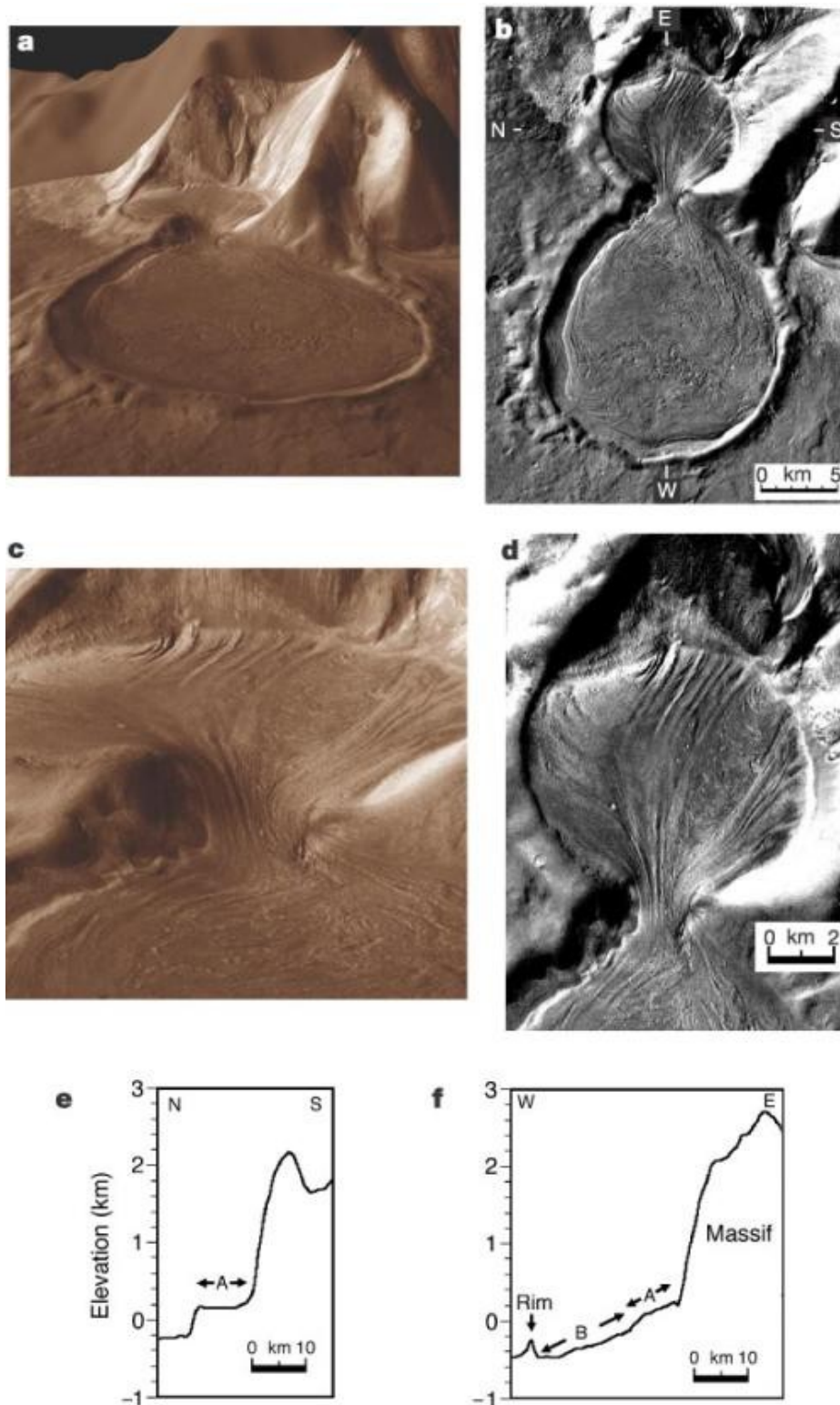
To nye ting er basisen for Heads og Marchants nye analyse. For det første har laserhøydemåleren MOLA og kameraet MOC, begge i MGS, gitt mulighet til å vurdere de vifteforma avsetningene på Arsia mons og forbindelsene til resten av vulkanene i mye større detalj enn før. For det andre har pågående forskning på kalde breer i Antarktis gitt avsetningsmodeller med bra nok detaljer til å gi et rammeverk for å vurdere breis på Mars. Sett i forhold til dagens temperaturer på Mars og de i den siste geologiske tida vil eventuelle breer på Arsia Mons være polare tilsvarende de seintflytende polare breene i De tørre dalene i Antarktis.

De vifteforma avsetningene på Arsia Mons er ca. 350 – 400 kilometer brede og går omtrent 500 kilometer ned de vestre sidene. Arealet de dekker er nesten dobbelt så stort som Island. Data fra MOLA viser at toppen an Arsia Mons ligger 17,76 kilometer over areoiden (det valgte nullpunktet for høyder på Mars i mangel av et verdenshav å bruke som utgangspunkt) eller 16,8 kilometer over landskapet rundt. Formene lengst unna ligger på 2600 meter 15 km, dvs. 15 km lavere enn toppen.

Størstedelen av avsetningene er plassert mellom 2600 og 7000 m. Alderen er sein amazonisk, tilsvarende med de siste fasene av vulkanisme her.

Ved åsryggavsetningene blir det ikke funnet noen avsetnings- eller erosjonsbevis på at de er forbundet til tempererte breer, som for eksempel former som eskere, svingende kanaler, (inn)sjøavsetninger og/eller forgreina elver. På samme måte fant de ikke beviser for sprekkdannelser som resultat av den ujamne kompresjonen avsetninger fra ras er forbundet med. Det mest spesielle med denne avsetningen er som tidligere nevnt at den heilt upåvirket av underlaget dekker tidligere nedslagskrater fra meteoritter og lavastrømmer. Med MOLA-data kunne en faktisk følge lavastrømmer innunder avsetninga. Dette tyda på at det ble avsatt av en prosess som blir lite påvirket av underlaget og påvirket underlaget lite. Derfor mener forfatterne at dette ikke er de ytre delene av rasavsetninger, men at det heller er snakk om glasiøle områder med tilhørende former som dannes uten å forandre underlaget. De tolker da disse områdene til å være blokkmorener der materiale ruller ned foran breen etter hvert som det smelter ut (det vil her si smelting ved sublimering) fra en polar isbre som står stille en periode for så å trekke seg tilbake. Det ekstremt jamne fordelinga av åsryggene betyr at materialfordelinga er ekstremt homogen, og at isfrontens tilbaketrekking må ha vært veldig symmetrisk. Dette må være et resultat av vidfordelt fin masse avsatt av pyroklastiske erupsjoner eller støv avsatt fra atmosfæren. Dette i forhold til materiale avsatt på breen av steinskred eller jordras.

De haugete avsetningene har på samme måte som åsryggene bevart tidligere landformer under seg, noe som utelater at dette er rasavsetninger. Heller ikke ser det ut at det skjer smelting. Men bilder fra MOC viser at eoliske prosesser er i gang. Ved å sammenlikne med områder i Den tørre dalen i Antarktis blir det konkludert med at de haugete områdene representerer sublimeringssmorener. Disse er sannsynligvis produsert av at polar debrisk is sublimerer, og at materialet består av det samme som med åsryggene. Sublimeringa er avhengig at atmosfæren er i kontakt med isen, og er derfor svært sein. Mange steder er det derfor sjanser for at det fortsatt er is til stede under de største haugene. Den jamne delen innafor den haugete er karakterisert av serier med konsentriske rygger titalls meter høye plassert oppå brede fliker som er hundrevis av meter tjukke. Endene av disse flikene har forsenkninger i senter. Tidligere ble disse tolka til å være pyroklastiske strømmer eller eventuelt laharer. Men MOLA-dataene viste at flikene lå på høye områder og gikk ned mot lavere områder, noe som utelukker de tidligere forklaringene. Forfatterne foreslår heller at dette kan være steinbreer, noe som passer bra med beskrivelsen av formen. De skarpe kantene i front gir tegn om at dette er aktive steinbreer, og dermed har is bevart under et isolerende lag med materiale.



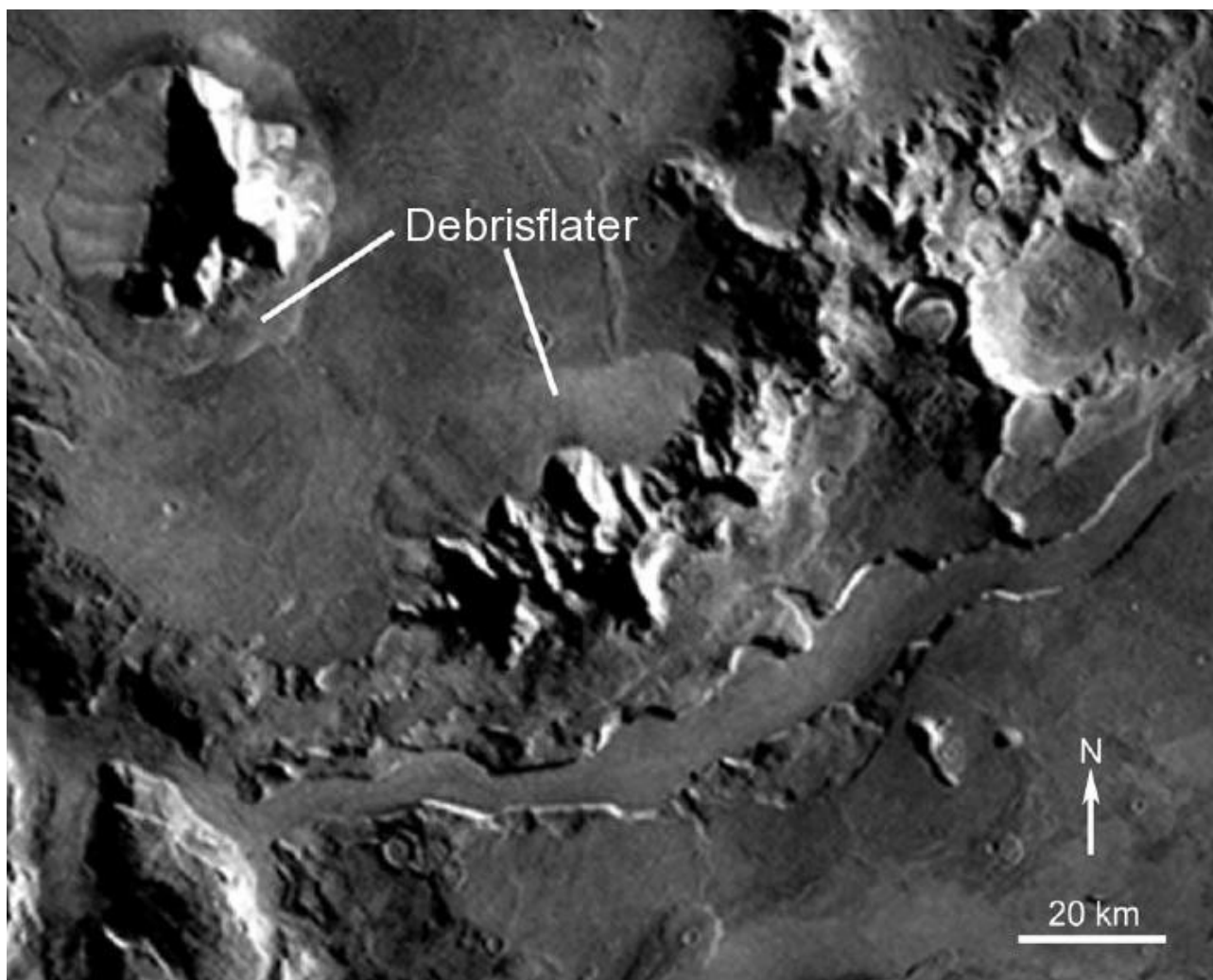
Figur 29: Ei timeglassforma avsetning på østsida av Hellas Planitia (257°V , $39,2^{\circ}\text{S}$), alle bildene er tatt av Mars Express. **a:** Perspektiv av det 3,5–4 km høye fjellet som viser materiale som flyter ned i et ni km stort krater (markert A på fig. e). Høyda er overdrevet ca. 30 ganger. **b:** Bilde ovafra som viser strømningene. **c:** og **d:** Forstørrelse av det området det formen passerer gjennom et to kilometer bredt gap. **e:** og **f:** Høydeprofil tatt med MOLA: N-S og E-W på figur b. Kilde: Head mfl. (2005).

Forfatterne konkluderer derfor med at heile avsetninga på vestsida av Arsia Mons er rester av en klassisk isbre, og legger til at tilsvarende avsetninger også fins på Pavonis Mons og Ascræus Mons.

6.6 Piedmontbreer

Former som tyder på breer har også blitt funnet andre steder. Figur 29 viser en landform som med strømlinjer og loper tyder på gjensidige påvirkninger mellom isstrømmer og islober. Denne er svært lik mange piedmontbreer på jorda, utseendet i seg sjøl, endemoreneliknende formasjoner og tegn på erosjon ved hjelp av sublimasjon gjør at den blir tolka som en debrisdekt piedmontbre (Head mfl. 2005).

Milkovich mfl. 2005 har gjort en grundig analyse av noen avsetninger langs skrenten rundt på vest- og nordvestsida av Olympus Mons og konkluderer med at det er ei rekke polare piedmontbreer som



Figur 30: Typiske debrisflater nær Reull Vallis, øst i Hellas Planitia (254–257 °V, 40–44 °S).

Kilde: Pierce og Crown (2003).

ikke er aktive i det klimaet Mars har nå.

6.7 Debrisflater

De marsianske debrisflatene ble først beskrevet fra vikingbilder tatt på slutten av 70-tallet, se figur 30. De er typiske for Mars, en klasse landformer på midtre bredder som er hundrevis av meter tjukke og som heller svakt vekk fra skrenter eller fjellområder. I front er avslutninga i loper og de har blitt tolka som seintflytende former med en andel smørende is internt (Squyres 1978, sf. Head mfl. 2005). Et nytt og grundig studie der MOLA-data er brukt sammen med MOC-bilder til å studere 36 debrisflater mot en generell modell for plastisk deformasjon tyder på at debrisflatene er blandinger av is og stein, der det er minst 40% is. De finner videre at det er tre undertyper og at det er unge formasjoner, under 100 millioner år (Li mfl. 2005).

6.8 Er dalene erodert av katastrofeflommer?

Sjøl om det ved første øyekast ser ut til at de eroderte formasjonene på Mars er skapt av vann, har andre teorier blitt satt fram. Burr mfl. 2002 foreslår tre alternative forklaringer for kanalene erodert i Cerberus fossae: 1. glasial erosjon, 2. lavastrømmer og 3. CO₂-gasstrømmer, og utleder følgende konklusjoner:

1. glasiale strømmer: Breer har blitt foreslått som et godt alternativ. Men breer kan ikke forklare de strømlinjeforma formasjonene i kanalene på Cerberusslettene. Drumliner er strømlinjeforma i tre dimensjoner, med en konveks overside skapt av isens passering over. Men de observerte formasjonene her er bare strømlinje i to dimensjoner. Enten med flate overflater eller med grove ujamne overflater. Drumliner har en pen avrunda overflate fordi breen polerer vekk alle skarpe kanter. Men her er kraterkanter, egger og andre skarpe kanter bra bevart på overflatene på de eroderte formene. En ad hoc-hypotese her er at breen ikke var tjukk nok til å gå over disse formene. Men tynne breer vil ikke ha nok masse til å begynne å flyte ved hjelp av tyngdekrafta. På grunn av at tyngdekrafta på Mars er lavere enn på jorda må breer være tilsvarende tjukkere for å kunne flyte. Forfatterne bruker en formasjon som er 50 meter over dalbunnen til å vise dette. På Mars må en bre være 4–5 km tjukk for at bunnen skal være ved trykksmeltepunktet. Det er så mye større enn de 50 meterne at det er usannsynlig at en bre kunne ha vært her. En tynnere bre ville vært fastfrosset til grunnen uten mulighet til å erodere.
2. lavastrømmer: Det har blitt foreslått at lettflytende lava skulle ha kunnet skape kanaler på Mars, Venus og Månen, men forfatterne mener at det er usannsynlig. Store ferske lavasletter

fins på slettene i nærheten, men bunnen i erosjonskanalene ser ikke lik ut i det heile tatt. I Marte vallis er det lavastrømmer, men kanalkantene er langt fra kantene av lavaen. På jorda skjer lavaerosjon bare i spesielle tilfeller. En vedlikeholdt og konsentrert strøm av varm lava (dvs. isolert i en lavatunnel) som renner raskt ned en tydelig skråning er krav for at merkbar erosjon skal skje. I tillegg må underlaget ha et betydelig lavere smeltepunkt enn lavaens temperatur for at termisk erosjon skal skje. Brede kanaler med minimal helling som på Cerberusslettene er ikke utsatt for erosjon av lava.

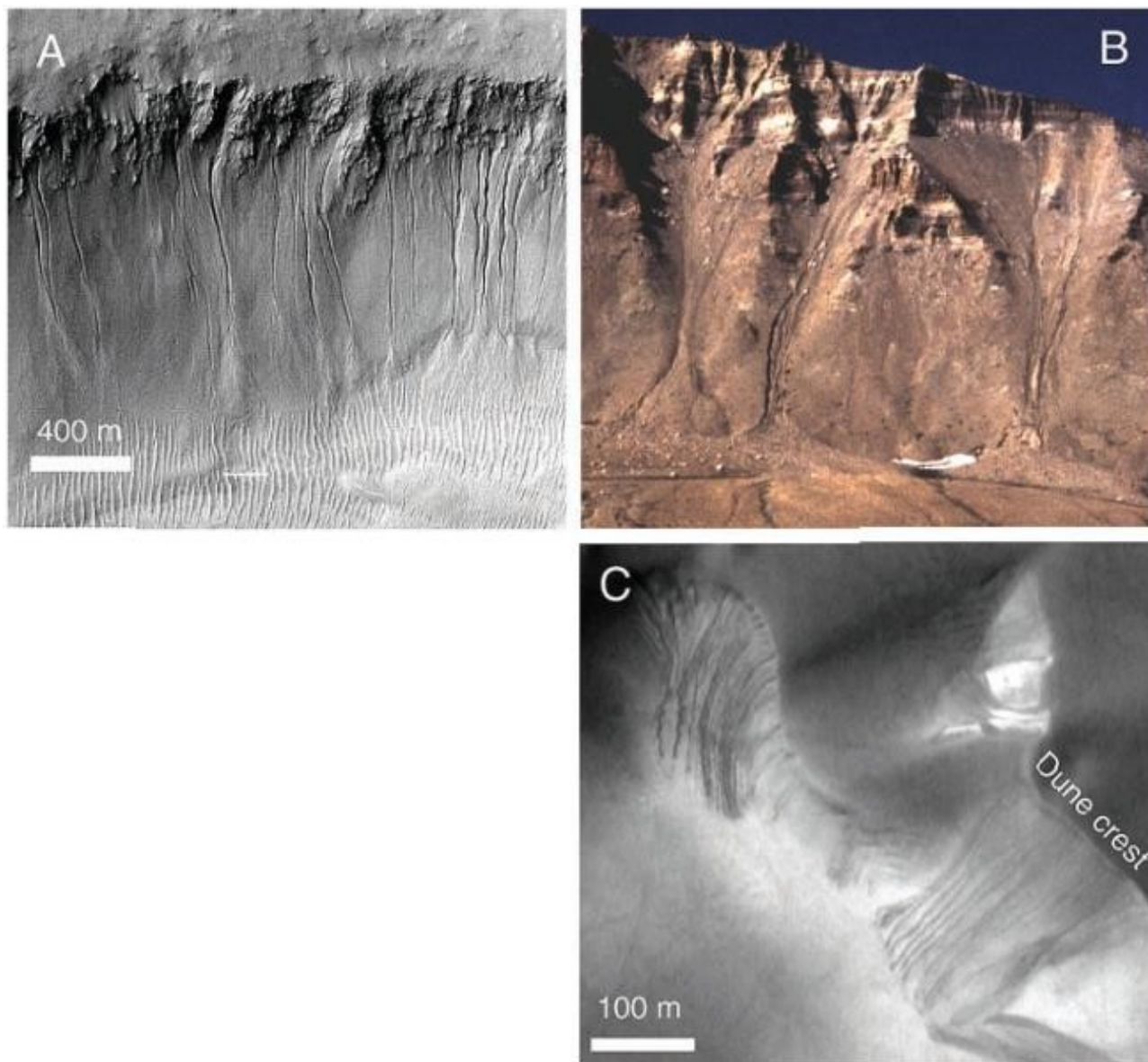
3. CO₂-strømmer: Tetthetsstrømmer av gass tilsvarende pyroklastiske strømmer på jorda er foreslått som ansvarlig for noen av de katastrofeeroderte kanalene på Mars. Men ikke for eksemplene i denne artikkelen av Burr mfl. 2002. Den langsgående utgravinga viser at det eroderende produktet må ha vært lettflytende for å flyte i så moderate hellinger og av høy tetthet for å effektivt kunne erodere så store formasjoner. Men en CO₂-lada tetthetsstrøm er lettflytende og har generelt lav tetthet (dvs. for det meste gass) med en tilsvarende lav erosjonsevne. Derfor vil bare sanne strømmer følge eksisterende kanaler uten å grave ut nye. Bilder av pyroklastiske strømmer ved stratovulkaner på jorda indikerer at en merkbar helling er påkrevd for holde disse strømmene i bevegelse. Hellingene i kanalene på Cerberusslettene er derimot mye slakere. Utseendet til kanalene passer heller ikke. Enkelte steder i tilførselskanalene er det erodert trange åpninger der en gasstrøm ikke kunne ha komprimert seg gjennom, eller grave ut så små kanaler. Så en «kryoklastisk» strøm basert på CO₂ som det eroderende stoffet eller jordiske pyroklastiske strømmer er begge usannsynlige som mekanismen bak kanalene her.

Resultatet er da at det på nåværende tidspunktet ikke er noen andre mekanismer enn flytende vann som kan forklare formasjonene på Cerberusslettene (Burr mfl. 2002).

6.9 Små erosjonskløfter med aktiv erosjon

Nye bilder tatt av MOC gav Costard mfl. (2002) muligheten til å studere dette nærmere. Kameraet sendte nemlig tilbake overraskende bilder av små kløfter på Mars, se figur 31. Det typiske ved disse er at de hinner om at en væske kommer ut høyt oppe i lier som vender mot polene. Dette er på midtre og høye bredder. Tidligere artikler har velfunderte hypoteser om at disse kløftene er danna av massestrømmer som bestod av flytende vann blanda med stein og vannis. Alternativer til denne teorien er at flytende CO₂ eller salt grunnvann/saltlake skal gjøre samme nytte. Mangelen på ferske

nedslagkratre og støv tyder på at disse kløftene er de yngste geologiske formasjonene på Mars. Men nå om dagen er gjennomsnittlig dagtemperatur på Mars langt under null grader celsius, noe som gjør det vanskelig for flytende vann å overleve på eller nær overflata. En forklaring som går rundt dette kan være en grunnvannskilde fra et reservoar eller en akvifer lokalisert noen hundre meter under bakken. Men det er vanskelig å si hvilke prosesser som kan holde en så grunn akvifer flytende. Geotermisk oppvarming har blitt foreslått, men det er ingen klar forbindelsene med disse områdene og steder der det nylig har vært geotermisk aktivitet. I tillegg fins det kløfter som kommer ned fra



Figur 31: Ferske erosjonskløfter på Mars sammenlikna med tilsvarende jordiske landformer. **A:** MOC-bilde av debrisstrømmer i Nirgal Vallis. Total lengde på 900 m. **B:** Debrisstrømmer fra Jameson land på Øst-Grønland. **C:** MOC-bilde av små erosjonskløfter over mørke dyner. Spora er smale, og ca 200 m lange. Den geomorfologiske strukturen viser at de likner andre erosjonskløfter, som viser at de ikke har blitt dannet av tørre kornete strømmer. Fra Costard mfl. (2002).

toppen av isolerte fjelltopper og fra egger på store mørke dyner. Her er det usannsynlig med akviferer under overflata. Massestrømmlandformer tilsvarende de marsianske kløftene fins mange steder på jorda. Disse massestrømmene består av en blanding av usortert stein med et lavt vanninnhold som beveger seg nedover liene som slaps. Forfatterne reiste til Øst-Grønland for å observere periglasiale massestrømmer. Her er MAAT -8 grader C, og permafrosten fra 80 til 220 meter tjukk.

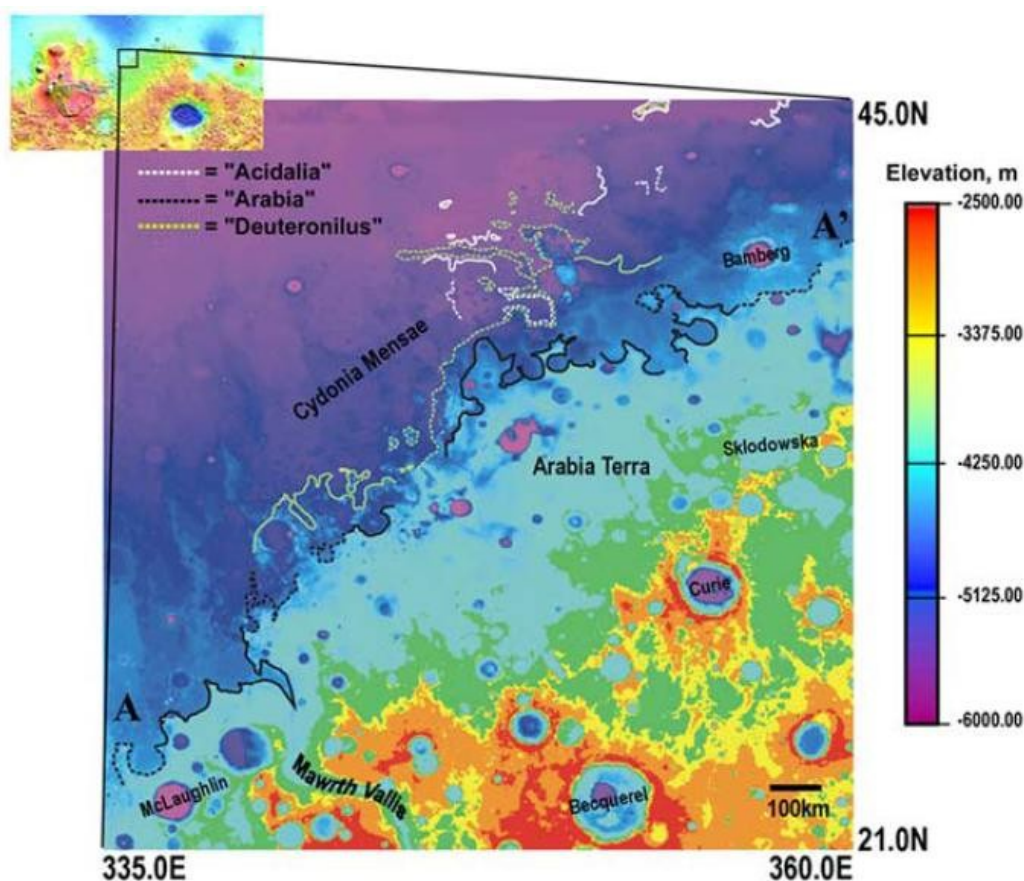
Observasjonene viste at disse strømmene var resultat av tining av snø og is i bakken. Prosessen får hjelp av tin/frys-sekvenser som forvitrer fjellet og gir masse til disse hendelsene. Likheten mellom disse og de på Mars er slående. Samme størrelse. Samme utseende. Men prosessene som skjer på Grønland kan ikke skje på Mars. Der er det nemlig mangel på nedbør. De fleste kløftene på Mars er også plassert i sør, der overflatetrykket ligger under trippelpunktet for vann. Men da marsaksens hellingsvinkel var større for så seint som noen hundre tusen år sia kan det motsatte ha vært tilfelle på grunn av sublimasjon av CO_2 fra polisen. Da ville lufttrykket ha økt nok til at vann kunne strømme nedover kløftene. Problemet er at det kun ville vært mulig i kortere perioder hver dag. I tillegg ville bare de øverste millimeterne av bakken bli oppvarma over frysepunktet for vann. En klimamodell for å prøve dette ble kjørt, og resultatet var at bare områder på midtre og høye bredder (over 30°). Og da spesielt på skråninger som heller mot polene ved sommersolverv. Den termiske bølga her ville da smelte is fra 10 til 50 cm ned i bakken avhengig av ledningsevnen til underlaget. Grunnen til at de skråningene som heller mot polene får mer varme på den tida av året ved høy rotasjonsaksevinkel er fordi polen er vendt mot Sola. Det er en overensstemmelse med disse solinnstrålingsdataene og de stedene marsianske kløfter er observert. I denne situasjonen vil naturlig nok vannisen i iskappa over sommerpolen sublimere og gi mer vann til atmosfæren. 50 ganger mer enn nå. Da kan en forvente at vannis vil akkumuleres i de øvre meterne av berggrunnen, opp til fem til femten cm under overflata. Dette når hellingsvinkelen er over 30° . På de tidligere nevnte skråningene mot polene vil det komme enda nærmere overflata fordi MAAT er lavere her. Vannis vil samle seg mesteparten av året fordi bakketemperaturen er lav. I tillegg vil tørris legge seg her over vinteren og holde temperaturen lav utover våren på grunn av den smeltende tørrisen. Men når den er borte seint på våren vil temperaturen stige raskt over smeltepunktet og kunne renne ut på grunn av samtidig mye vanndamp i lufta. Konklusjonen til Costard mfl. 2002 blir da at den høyere rotasjonsaksevinkelen vil gjøre Mars til en planet med aktive periglasiale prosesser. På gunstige steder vil massestrømmer basert på vann skje. Andre steder vil temperaturene over frysepunktet føre til frysing og tining sånn at de observerte periglasiale former som polygoner og strukturmark kan forklares.

Christensen 2003 foreslår her at prosessen bak dannelsen av kløftene er den samme, vann, men at ved høye hellingsvinkler vil vanndampen sublimert fra sommerpolen falle som snø på midlere bredder.

Dette vil fortsette i alle de åra baneparametrene favoriserer dette klimaet, kanskje så lenge som 100 000 til en million år. Dette laget kan da bli opp til ti meter tjukt. Seinere smelting av dette løser problemet med hvor vannet kommer fra. Mengden er også stor nok til å forklare både massetransporten og forvitringa av materialet. Noen steder ligger det også i følge forfatteren rester av snøpakker i dag.

6.10 Strandlinjer

To eller flere sett med strandlinjer har blitt foreslått i flere artikler. Clifford og Parker (2001) opererer med spesielt to sett med klare strandlinjer. Carr og Head (2003) sier derimot at nyere data ikke gir noen bevis for at landformene funnet er strandlinjer, og at et eventuelt hav ikke ville ha vært flytende lenge nok til at strandlinjer kan ha blitt danna. Webb (2004) så to store problemer med tidligere

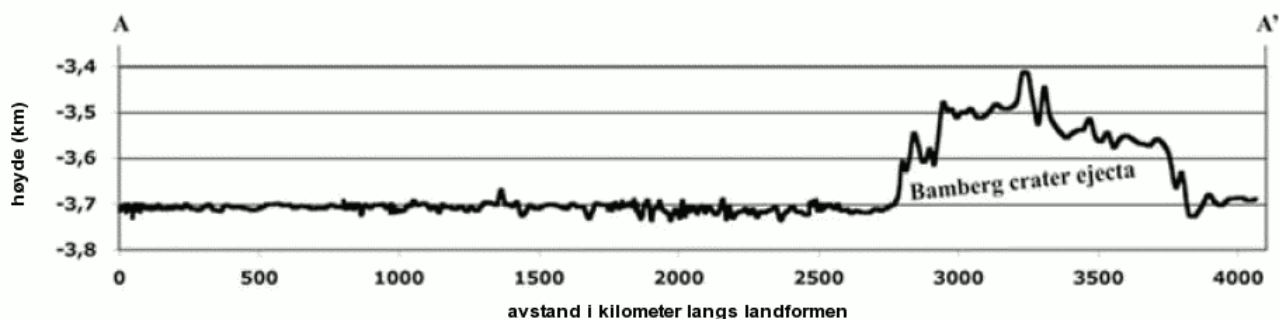


Figur 32: Studieområdet ved Arabia Terra med der fargene viser høydeprofilen basert på MOLA-data. Tre foreslåtte strandlinjer er markert. Fra Webb (2004).

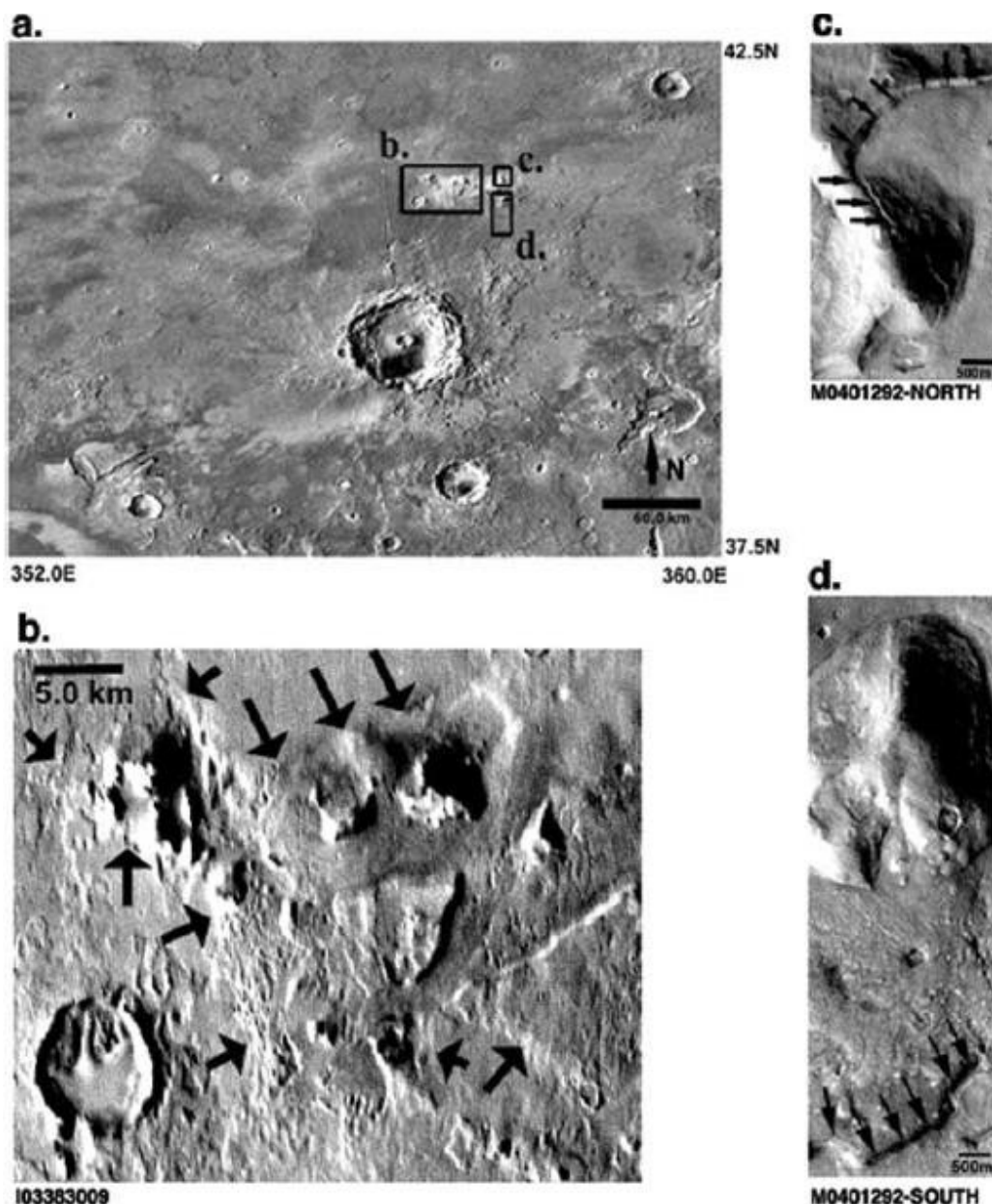
forskning. Enten var forskinga basert på data innsamla før MOLA-instrumentet var tatt i bruk, og dermed bare basert på tolking av bilder tatt med vikingsondene, eller så ble det sett på strandlinjene på et globalt nivå med tilsvarende lav oppløsning. Webb brukte derimot de høyest oppløselige

dataene tilgjengelig, terrengmodeller med 231 m/piksel. Terrengmodellen ble kombinert med rådata fra MOLA og alle tilgjengelige bilder fra Viking, MGS og Mars Odyssey, for å få best mulig resultat. Deretter ble GIS-verktøy brukt for å sjekke de tidligere forslaga på strandlinjer. Tre sett ble kontrollert, strandlinjene Arabia (tidligere kalt *kontakt #1*), Deuteronilus (tidligere kalt *kontakt #2*) og Acidalia.

Strandlinja Arabia: Denne gav det beste resultatet i forhold til en ekvipotensiell overflate. Høyda ble regna ut til å være -3707 m med et standardavvik på ± 21 m så lenge et område med et krater ble fjerna fra dataene. Tidligere resultater for denne strandlinja er på -1680 m med standardavvik på 1700 m, en svært stor forskjell. Grunnen kan være at det tidligere forsøket kun brukte 1136 omløp av MOLA-instrumentet for å kartlegge heile strandlinja mens Webb brukte over 3000 for å kartlegge det lille studieområdet vist på figur 32. I tillegg til det store standardavviket i den tidligere undersøkelsen varierte verdiene der med heile elleve kilometer, som kan komme av varierende oppløsning. Figur 33 viser ei høydekurve basert på dataene til Webb. Krateravsetningene rundt Bambergkrateret kompliserer en sekvens av strandlinja. Men artikkelforfatteren foreslår at enten er krateret yngre enn strandlinja og dekker den, eller så går den egentlige strandlinja nord for krateret på samme høyde som resten. Men uansett viser figur 33 strandlinja i konstant høyde i over 2000 km, noe som støtter teorien om strandlinjer fordi det er lite sannsynlig at noen andre geologiske prosesser kan skape så lange landformer i konstant høyde. I tillegg ble THEMIS-bilder fra området studert, og Webb mener at det er forskjell i avsetningene over og under den foreslåtte strandlinja. Forskjellen går på at områdene under Arabia er jamnere enn de over, se eksemplene på figur 34. På jorda er det tilsvarende, sedimentavsetninger gjør landformene under havnivået jamnere mens kysterosjon gjør områdene over strandlinja steinete og ujamne. Kombinasjonen med denne forskjellen og den konstante høyda styrker denne teorien.

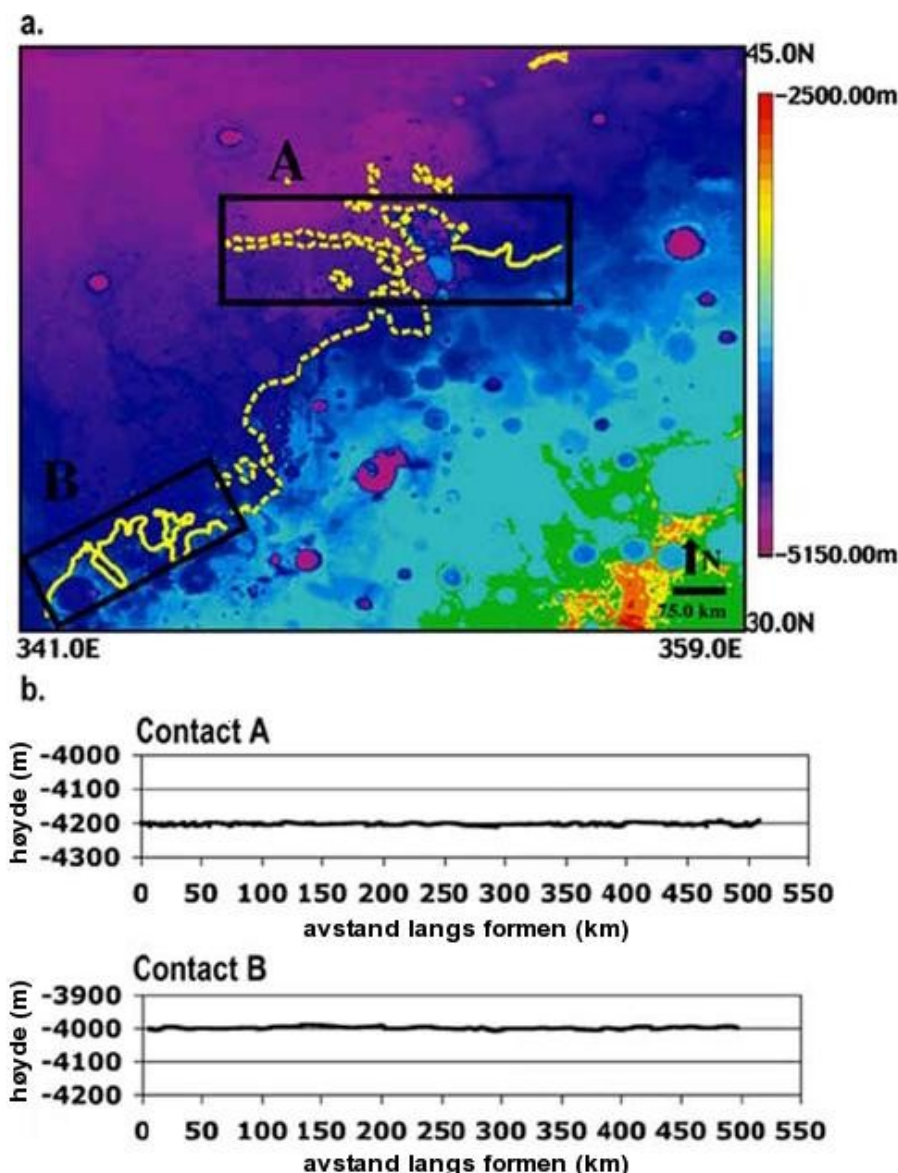


Figur 33: Høydekurve for strandlinja Arabia, se figur 32 for å se posisjonene til A og A'. Snitthøyda er på -3707 m og standardavviket på ± 21 m dersom området med krateravsetninger rundt Bambergkrateret blir sett bort fra. Fra Webb (2004).



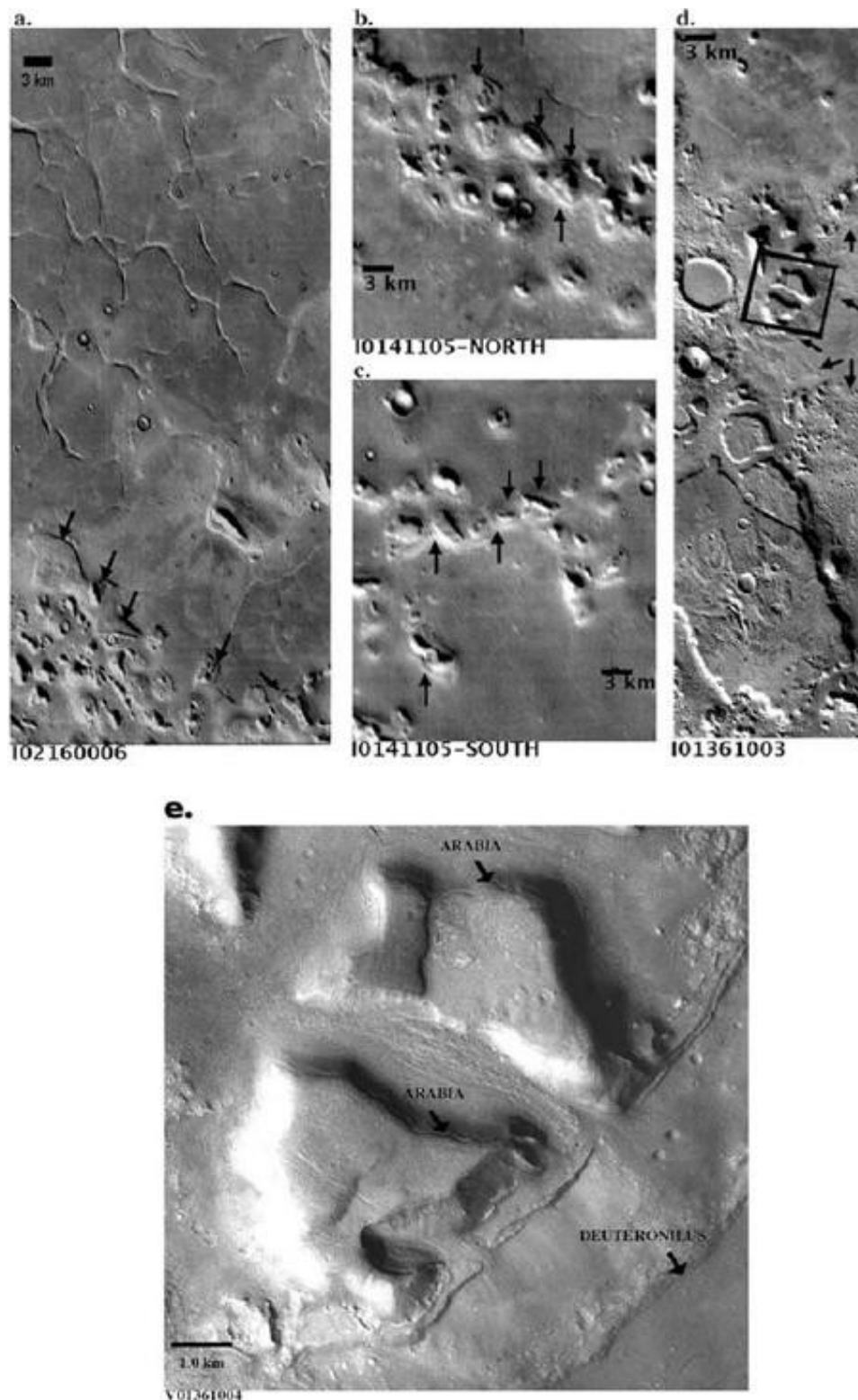
Figur 34: Viking-, THEMIS- og MOC-bilder viser landformer som støtter den foreslåtte posisjonen til strandlinja nord for Bambergkrateret. **a** viser hvor **b**, **c** og **d** er på et vikingbilde. **b** er et THEMIS-bilde med svarte piler som viser arabiastrandlinja på -3707 m. Materialet nedafor kontaktlinja er jamnere enn over. **c** er et utsnitt av et MOC-bilde der en landform på -3707 m blir tolka til å være danna av erosjon langs den foreslåtte strandlinja Arabia, markert med svarte piler. **d** er et annet utsnitt av et MOC-bilde som viser noe tilsvarende som **c**. Fra Webb (2004).

Strandlinja Deuteronilus: Den første kartlegginga hadde ikke gode nok data til å kartlegge heile, men seinere arbeid forbedra resultatet til ei flate med snitthøyde -3760 m med oppløsning på ca. 1 km/piksel. Webb derimot fikk to forskjellige høyder for to kartlagte områder av Deuteronilus, -4000 m og -4200 m med ei oppløsning på 231 m/piksel, som vist i figur 35. Den tidligere



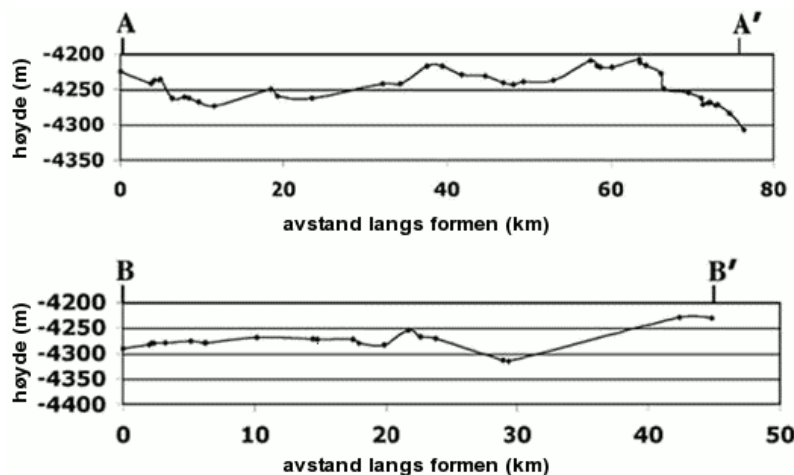
Figur 35: Deuteronilusstrandlinja. **a**: Den stipla linja viser hvor den tidligere forskinga hadde dårlige data, heil linje der det var bedre. Felt A og B viser hvor høydekurvene vist i **b** er tatt. Fra Webb (2004).

kartlegginga stemmer bedre med dette resultatet hvis en bare ser på resultatene for Arabia Terra. De to høydene dataene til Webb viser er fra to forskjellige områder, nordøstre Cydonia Mensae og en i sørvestre Cydonia Mensae. Dette betyr at det som tidligere ble sett på som ei strandlinje sannsynligvis er to forskjellige trinn. Sia geologiske prosesser i området også ville forandre den eldre arabiastrandlinja som ligger i nærheten må en se bort fra muligheten for endringer etter linjene ble avsatt. Strandlinja markerer også skillet mellom amazonisk debrisflatemateriale og eldre slettemateriale. Webb mener da at separate debrisflater ikke vil ende systematisk i samme høyde over hundrevis av kilometer. Carr og Head (2003) sier at debrisstrømmer som ender på ei tilnærma flat



Figur 36: THEMIS-bilder som viser bevis for erosjon langs de foreslåtte strandlinjene Arabia og Deuteronilus. Alle bildene ligger innfor område A i figur 35. **a**: de svarte piler viser at deuteronilusstrandlinja er dannet etter avsetninga av debrissstrømmene. **b** og **c**: det er tydelige forskjeller på overflata over og under strandlinja. **d** viser områdene rundt **a**, **b** og **c**. Firkanten viser utsnitt **e**. **e**: Både strandlinja Arabia på -3707 m og strandlinja Deuteronilus på -4200 m er synlige på dette utsnittet.

slette gir et godt alternativ til teorien om strandlinjer. Dataene til Webb (2004) viser at landformen som blir tolka som strandlinje også eksisterer mellom debrisstrømmene, noe som styrker strandlinjeteorien. Som med arabiastrandlinja er det forskjeller på materialet over og under strandlinja, se figur 36 for eksempler på dette og kysterosjon.



Figur 37: To profiler som viser hvor mye verdiene for den foreslåtte Acidaliastrandlinja varierer over et kort område, sammenlikn med profilene på figur 33 og 35. Fra Webb (2004).

Strandlinja Acidalia: Denne er den korteste av de tre foreslåtte strandlinjene. Høydevariasjonen på linja er svært stor, sjøl over svært korte avstander, se figur 37. I tillegg er variasjonene heilt usystematiske. Det er heller ingen typiske kystformasjoner her og Webb (2004) konkluderer med at denne landformen ikke er ei strandlinje.

Slettene strandlinjene Deuteronilus og Arabia er avsatt på har en foreslått alder på enten sein hesperisk eller tidlig amazonisk, og strandlinjene må dermed være av tilsvarende alder eller yngre i følge Webb. Geologisk kartlegging av høy nok oppløsning mangler langs strandlinjene og gjør at alderen ikke kan bestemmes nærmere. Når denne kartlegginga blir gjort blir det lettere å finne den nøyaktige sammenhengen med strandlinjene og underlaget de er erodert ned i. Isostasi på den måten at en havmasse kan ha trykt ned berggrunnen på Mars kan med stor sannsynlighet ha eksistert. Da kan strandlinjene over et stort område variere med hundrevis av meter. Men området Webb ser på er såpass lite at det er usannsynlig med isostatiske effekter på denne lille skalaen, og de kan heller ikke forklare forskjellen mellom kontakt A og kontakt B for Deuteronilus. For et sirkelforma hav vil isostatiske effekter bli minimale. Hvis det derimot er et avlangt hav, eller et hav med lange fjorder/bukter/halvøyer og/eller øyer langt fra kysten må en forvente at for eksempel ei øy sentralt i bassenget har strandlinjer på et høyere nivå enn langs den tidligere kysten. Men til å oppdage denne effekten her blir dette studieområdet for lite. De øyene som er tilgjengelige er for nære den foreslåtte kysten. Webb konkluderer med at det med stor sannsynlighet har vært et hav eller ei gruppe av store sjøer på slettene i nord, sjøl om de nødvendigvis ikke har vært så langvarige.

7 Konklusjon

Den røde planeten er et fokuspunkt for utforskinga av planetene i dag. Det blir satt betydelige ressurser i å forstå prosessene som er i gang der. Det kanskje viktigste er at vi forstår at Mars er en geologisk aktiv planet over sjøl korte geologiske tidsrom. Dette viser landformene jeg har presentert i denne oppgava. Og ved å prøve å beskrive og å forklare landformene på Mars kan vi få ny innsikt i landformene på vår egen planet.

Noen landformer som vi ser på Mars:

- ◆ Strandlinjer: De er omdiskuterte, men de nyeste resultatene viser gode tegn på tidligere verdenshav nord på planeten.
- ◆ Breer: Indikasjoner visuelt gir sterke bevis for inaktive breer ved noen av de høye vulkanene. De kan bli aktivisert i perioder med høy hellingsvinkel på rotasjonsaksen til planeten.
- ◆ Piedmontbreer: Mange flotte eksempler på denne bretypen er funnet, bl.a. ved skrenten rundt Olympus Mons, disse er heller ikke aktive i dette klimaet, men vil på samme måte som de andre breene ha vært aktive i et annet klima pga. hellingsvinkelendringer.
- ◆ Steinbreer: Indikasjoner visuelt og med instrumenter gir sterke bevis for unge steinbreer.
- ◆ Debrisflater: Unge formasjoner som likner på iskjernemorener og steinbreer på jorda, men er mer utbredt.
- ◆ Strukturmark: I områder på høye bredder på Mars er det flere forskjellige typer strukturmark.
 - Solifluksjon: En formasjon som ser ut som et område med solifluksjoner er funnet.
 - Polygoner: Mange forskjellige varianter, med forskjellige opprinnelsesteorier.
 - Iskilepolygoner: Noen steder er det forhold som gjør dannelse av iskilepolygoner mulig.
- ◆ Pingoer: Noen formasjoner som minner mistenkelig mye om pingoer er observert på Mars.
- ◆ Istider: Over store områder på midtre og høye bredder er det drapert et lag oppå berggrunnen. Dette laget er mer erodert desto lengre mot ekvator en kommer. Det kan være avsatt som nedbør (snø-/is-/støvblanging) under marsianske istider da øking av hellingsvinkelen gjør at polene blir varmere og ekvatorområdene mye kaldere.
- ◆ Permafrost: Temperaturen er langt under null i snitt på heile planeten. Det er mye is i bakken, spesielt på høye bredder, men på lave bredder er isen nær overflata ustabil

Alt er ufullstendig undersøkt og det ligger et stort potensiale for framtidig forskning her. Jeg håper derfor at noen blir interessert i å ta tak i noen prosjekter på Mars.

8 Referanser

- Carr, M.H. og Head III, J.W. 2003: *Oceans on Mars: An assessment of the observational evidence and possible fate*, Journal of Geophysical Research vol. 108, no. E5, 5042
- Christensen, P.R. 2003: *Formation of recent Martian gullies through melting of extensive snow deposits*, Nature vol. 422, s. 45–48
- Clifford, S.M. og Parker, T.J. 2001: *The Evolution of the Martian Hydrosphere: Implications for the Fate of a Primordial Ocean and the Current State of the Northern Plains*, Icarus 154, s. 40–79
- Clifford, S.M. med flere 2000: *The State and Future of Mars Polar Science and Exploration*, Icarus 144, s. 210–242
- Costard, F., Forget, F., Mangold, N. og Peulvast, J.P. 2002: *Formation of recent Martian debris flows by melting of near-surface ground ice at high obliquity*, Science vol. 295, s. 110–113
- Baker, V.R. 2001: *Water and the martian landscape*, Nature vol 412, s. 228–236
- Boyce, J.M. 2002: *The Smithsonian Book of Mars*, Smithsonian Institution Press, ISBN: 1-58834-074-0
- Bulmer, M.H. og Zimmerman, B.A. 2005: *Reassessing landslide deformation in Ganges Chasma, Mars*, Geophysical Research Letters, vol. 32, L06201
- Burr, D.M., Grier, J. A., McEwen, A.S. og Keszthelyi, L.P. 2002: *Repeated aqueous flooding from the Cerberus fossae: evidence for very extant, deep groundwater on Mars*, Icarus 159, s. 53–73
- Burr, D.M. med flere 2005: *Young (late Amazonian), near-surface, ground ice features near the equator, Athabasca Valles, Mars*, Icarus 178, s. 56–73
- Degenhardt, J.J. og Giardino, J.R. 2003: *Subsurface investigation of a rock glacier using ground-penetrating radar: Implications for locating stored water on Mars*, Journal of Geophysical Research vol. 108, no. E4, 8036
- Forget, F. med flere 2006: *Formation of Glaciers on Mars by Atmospheric Precipitation at High Obliquity*, Science vol 311, 10.1126/science.1120335 , s. 368–371.
- Gulick, V.C. 2001: *Origin of the valley networks on Mars: a hydrological perspective*, Geomorphology 37, s. 241–268
- Haberle, R.M. med flere 2001: *On the possibility of liquid water on present-day Mars*, Journal of Geophysical Research vol. 106, no. E10, s. 23,317–23,326
- Haberle, R.M., Murphy, J.R. og Schaeffer, J. 2003: *Orbital change experiments with a Mars general circulation model*, Icarus 161, s. 66–89
- Hartmann, W.K. 2003: *A Traveler's Guide to Mars*, Workman Publishing, ISBN: 0-7611-2606-6

- Head, J.W. og Marchant, D.R. 2003: *Cold-based mountain glaciers on Mars: Western Arsia mons*, *Geology* nr. 7, s. 641–644
- Head, J.W. med flere 2003: *Recent ice ages on Mars*, *Nature* vol 426, s. 797–802
- Head, J.W. med flere 2005: *Tropical to mid-latitude snow and ice accumulation, flow and glaciation on Mars*, *Nature* vol 434, s. 346–351
- Humlum, O. 2000: *The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in West Greenland*, *Geomorphology* 35, s. 41–67
- Jakosky, B.M. og Phillips, R.J. 2001: *Mars' volatile and climate history*, *Nature* vol 412, s. 237–243
- Krasnopolsky, V.A. 2005: *Some problems related to the origin of methane on Mars*, *Icarus* 180, s. 359–367
- Laskar, J. med flere 2004: *Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation qualities of Mars*, *Icarus* 170, s. 343–364
- Li, H., Robinson, M.S. og Jurdy, D.M. 2005: *Origin of martian northern hemisphere mid-latitude lobate debris aprons*, *Icarus* 176, s. 382–394
- Mangold, N. 2005: *High latitude patterned grounds on Mars: Classification, distribution and climatic control*, *Icarus* 174, s 336–359
- Mangold, N. og Allemand, P. 2001: *Topographic analysis of features related to ice on Mars*, *Geophysical Research Letters*, vol. 28, no. 3, s. 407–410
- Milkovich, S.M., Head, J.W., og Marchant, D.R. 2005: *Debris-covered piedmont glaciers along the northwest flank of the Olympus Mons scarp: Evidence for low-latitude ice accumulation during the Late Amazonian of Mars*, *Icarus*, upublisert/til trykking
- Moore, P. 1977: *Guide to Mars*, Lutterworth press, Guilford and London, ISBN: 0-7188-2316-8
- Picardi, G. med flere 2005: *Radar Soundings of the Subsurface of Mars*, *Scienceexpress* 30. nov. 2005, 10.1126/science.1122165
- Pierce, T.L. og Crown, D.A. 2003: *Morphologic and topographic analyses of debris aprons in the eastern Hellas region, Mars*, *Icarus* 163, s. 46–65
- Sheehan, W. 1996: *The Planet Mars, a history of observation & discovery*, The University of Arizona press, ISBN: 0-8165-1641-3
- Smith, D.E. med flere 1999: *The Global Topography of Mars and Implications for Surface Evolution*, *Science* vol. 284, s. 1495-1503
- Soare, R.J. med flere 2005: *Possible pingos and a periglacial landscape in northwest Utopia Planitia*, *Icarus* 174, s. 373–382
- Webb, V.E. 2004: *Putative shorelines in northern Arabia Terra, Mars*, *Journal of Geophysical Research* vol. 109, E09010

- Wells, H.G. 1999: *The Time Machine & The War of the Worlds*, Gollancz, ISBN 1-85798-887-6
- Whalley, W.B. og Azizi, F. 2003: *Rock glaciers and protalus landforms: Analogous forms and ice sources on Earth and Mars*, Journal of Geophysical Research, vol. 108 no. E4, 8032
- Williams, P.J. og Smith, W. 1989: *The Frozen Earth, fundamentals of geocryology*, Cambridge University Press, ISBN: 0-521-42423-2
- Yoshikawa, K. 2003: *Origin of the polygons and the thickness of Vastitas Borealis Formation in Western Utopia Planitia on Mars*, Geophysical Research Letters, vol. 30, no. 12, 1603

8.1 Internettreferanser:

Alle internettreferansene ble sjekka på nytt for oppdateringer/endringer i januar og februar 2006.

ESA 1: http://www.esa.int/SPECIALS/Mars_Express/SEMUC75V9ED_0.html Instrumenteringa på Mars Express.

ESA 2: <http://www.esa.int/esa-mm/mmg.pl?b=b&type=I&mission=Mars%20Express&single=y&start=75> Perspektivbilde av Holdenkrateret, tatt av Mars Express 14. juni 2004.

Looksmart 1: http://www.looksmartjrhigh.com/p/articles/mi_m1134/is_4_113/ai_n6026415 Refererer til en artikkel fra det amerikanske bladet Sky and Telescope, juliutgava 2002.

NASA 1: http://nssdc.gsfc.nasa.gov/imgcat/html/object_page/m04_11e.html Et bilde tatt av Mariner 4 i bildedatabasen til marsferdene.

NASA 2: http://nssdc.gsfc.nasa.gov/imgcat/html/object_page/m09_mtv4297_47.html Et bilde tatt av Mariner 9 i bildedatabasen til marsferdene.

NASA 3: <http://antwrp.gsfc.nasa.gov/apod/ap031112.html> Marsbilde lagd av Tom Ruen, opprinnelig kart tegna av Eugene Antoniadi

NASA 4: <http://marsrovers.jpl.nasa.gov/newsroom/pressreleases/20040323a.html> NASA-pressemelding 2004-090, G. Webster & D. Savage

NASA 5: http://nssdc.gsfc.nasa.gov/photo_gallery/caption/vik_phobos_caption.html Tre bilder av Phobos tatt av Viking 1 satt sammen til ett, fra bildedatabasen til marsferdene.

NASA 6: <http://marsrovers.jpl.nasa.gov/gallery/press/opportunity/20040311a.html> Bilde av Phobos som skaper en delvis solformørkelse på Mars. Fotografert av marskjøretøyet Spirit.

NASA 7: http://nssdc.gsfc.nasa.gov/imgcat/html/object_page/vl2_22a158.html Et bilde tatt av landingsenheten til den amerikanske romsonden Viking 2. Fra bildedatabasen til marsferdene.

NASA 8: <http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/marsfact.html> Tabell med data fra Mars.

NASA 9: <http://marsrovers.jpl.nasa.gov/newsroom/pressreleases/20041029a.html> Pressemelding 2004-266 fra JPL om at Spirit og Opportunity til sammen hadde tatt 50 000 bilder.

NASA 10: <http://history.nasa.gov/SP-4212/epilogue.html> Oppsummering av vikingferdene.

- NASA 11: http://mpfwww.jpl.nasa.gov/mgs/mission/sc_instruments.html Instrumenteringa på Mars Global Surveyor.
- NASA 12: <http://mars.jpl.nasa.gov/MPF/ops/Nov97.html> Bilder tatt av Mars Pathfinder.
- NASA 13: <http://marsprogram.jpl.nasa.gov/odyssey/overview/> Informasjon om romsonden 2001 Mars Odyssey.
- NASA 14: <http://marsprogram.jpl.nasa.gov/odyssey/technology/index.html> Instrumenteringa på 2001 Mars Odyssey.
- NASA 14: <http://marsprogram.jpl.nasa.gov/odyssey/technology/themis.html> Informasjon om THEMIS-instrumentet.
- NASA 15: http://mars.jpl.nasa.gov/mro/mission/sc_instru.html Instrumenteringa på Mars Reconnaissance Orbiter.
- NASA 16: <http://mars.jpl.nasa.gov/mro/mission/tl.html> Oversikt over viktige datoer for Mars Reconnaissance Orbiter.
- NASA 17: <http://marsrovers.jpl.nasa.gov/overview/> Informasjon om tvillingkjøretøyene Spirit og Opportunity.
- NASA 18: <http://marsrovers.jpl.nasa.gov/newsroom/pressreleases/20060124a.html> Pressemelding 2006-015 fra JPL 24. januar 2006 om Spirit og Opportunity.
- NASA 19: <http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA07253> Spiritbilde av en «støvdjebel» i Gusevkrateret.
- NASA 20: <http://marsrovers.jpl.nasa.gov/gallery/press/spirit/20050506a.html> Pressemelding 6. mai 2005 fra NASA/JPL om bilder av «støvdjevler».
- NASA 21: <http://marsprogram.jpl.nasa.gov/mystique/history/> Enkel tidslinje om Mars.
- NASA 22: <http://marsrovers.jpl.nasa.gov/newsroom/pressreleases/20040302a.html> Pressemelding 4. mars 2004 fra NASA/JPL om funn gjort av Opportunity.
- NASA 23: http://www.spaceflight.nasa.gov/gallery/images/mars/marsactivities/html/s90_47890.html En kunstner forestiller seg NASAs utforsking av Mars.
- Wikipedia 1: http://commons.wikimedia.org/wiki/Image:Epicyle_et_deferent.png Skjematisk eksempel på episykler.
- Wikipedia 2: http://en.wikipedia.org/w/index.php?title=Mars_in_fiction&oldid=37827923 Artikkelen «Mars in fiction» på den engelske versjonen av Wikipedia.
- Wikipedia 3: http://en.wikipedia.org/wiki/Image:Princess_of_Mars.jpg Forsidebilde av boka «A Princess of Mars».
- Wikipedia 4: <http://en.wikipedia.org/w/index.php?title=Mars&oldid=38764853> Artikkelen «Mars» på den engelske versjonen av Wikipedia.